



5

El océano

Con la colaboración de:

Hans Keller, Ernesto Rangel, Leonardo Rivera, Claudia Helena López, Gloria Edith Triana, Jaime Ramírez, Mauricio Torres, Ivonne Jaramillo, María Patricia Cuervo

Autores:

José Daniel Pabón (meteorología)*
Paula Judith Rojas (biología marina, biogeoquímica marina)
José Édgar Montealegre
(climatología, meteorología marina)
Kim Robertson (geomorfología)*
Jorge Luis Ceballos (geomorfología)
Néstor Martínez (geomorfología)
Eunice Ñáñez (oceanografía)

* Profesor asistente, Departamento de Geografía, Universidad Nacional de Colombia.

El océano ocupa un puesto destacado en el ecosistema planetario. Este medio conforma el 93.4% de la hidrosfera, una de las esferas del ambiente global. Su superficie, que cubre aproximadamente las tres cuartas partes de la superficie del globo, está en estrecha interacción con las diferentes esferas del sistema global a través de su participación en ciclos biogeoquímicos y en el intercambio de masa y energía.

Los procesos oceánicos, por ejemplo, determinan en alto grado el comportamiento de factores ambientales como el clima, un producto de la interacción de diferentes esferas. Por ello, los océanos y las áreas marítimas en general requieren de un tratamiento especial para explicar los diferentes procesos ambientales.

En lo que a las áreas marítimas colombianas se refiere, también es necesaria una descripción especial cuando se quiere explicar el estado del ambiente nacional. Como en los capítulos anteriores, el comportamiento a nivel nacional se enmarca dentro de procesos regionales o globales, razón por la cual al inicio del presente informe se exponen aspectos generales de los océanos para finalizar luego con los procesos que se desarrollan en el territorio nacional.

Para la descripción del estado físico oceánico, se toma como base el comportamiento de la temperatura en el nivel del mar y algunos fenómenos ocurridos en estas áreas en el periodo 1995-1999. En el caso de la temperatura y del nivel del mar, el análisis se hace para las anomalías con el fin de tener una visión comparativa de su comportamiento en relación con lo que comúnmente se presenta. En este capítulo se hace mayor énfasis en los aspectos físicos, en tanto que los aspectos biológicos se presentan en el capítulo de ecosistemas.

Aspectos globales del océano

Se considera que hace aproximadamente 4.500 millones de años, cuando el planeta Tierra era aún una esfera incandescente, no había agua en su superficie; sin embargo, en la atmósfera había gran cantidad de vapor de agua junto con otros gases. Con el tiempo, el planeta se enfrió permitiendo la condensación del vapor de agua y la precipitación de éste hacia la superficie, y el agua se depositó en grandes volúmenes, formando los mares. Paralelamente, a través de procesos que han durado millones de años, se ha producido el levantamiento de la corteza y la aparición de los continentes, permitiendo que la superficie de la tierra presente la distribución actual de continentes y océanos.

La superficie de la tierra esta formada aproximadamente por 30% de continentes (tierras emergidas) y 70% de océanos. De la parte oceánica se destacan el océano

Índico (15% de la superficie terrestre), el Atlántico (17%), el Pacífico (35%) y el glacial Ártico (3%).

Toda esta masa de agua, a la que algunos llaman oceanosfera, se caracteriza por su composición, estructura y dinámica. En este medio se desarrollan diferentes procesos físicos, químicos y biológicos que, a la vez que influyen en otras esferas, son afectados por el comportamiento de éstas.

Composición química del océano

El agua de mar está compuesta principalmente por agua (96.5%) y sales disueltas (3.5%). El cloruro de sodio (NaCl) es la sal más abundante, seguida por sales formadas por magnesio, sulfato, calcio, potasio, ion bicarbonato, bromo, ion carbonato, estroncio, silicio, boro y flúor, entre otros. La salinidad normal del agua de mar es de 35 g/l; las sales más importantes que componen el agua de mar se presentan en la *tabla 5.1*.

Las diferentes sales contenidas en el agua marina se han formado a partir del material proveniente de la degasificación inicial del manto terrestre, ocurrida durante las primeras etapas de formación del planeta y del océano, así como también a partir de los minerales erodados de rocas y transportados por los ríos hacia el mar y por el material aportado por erupciones volcánicas.

También hacen parte de la composición química de los océanos los gases disueltos en el agua de mar. El gas más abundante es el oxígeno, vital para los organismos marinos; también se encuentra dióxido de carbono disuelto, continuamente intercambiado con la atmósfera.

Otros componentes importantes en el agua de mar son el fósforo, el silicio y el nitrógeno, que actúan como nutrientes y ayudan al crecimiento del fitoplancton y de las algas marinas, en general.

Aunque en pequeñas proporciones, en el océano también se hallan algunos metales, como níquel, oro, plata, zinc, cobre, hierro, cobalto y manganeso.

Estructura del océano

Dependiendo de las características que se desee ver en el océano, es posible identificar en él diferentes zonas y capas. Así, según la variación de la temperatura por la vertical, en el océano es posible identificar tres capas (*figura 5.1*): la capa superficial, cálida e influenciada por los vientos, la cual puede alcanzar de 20 a 30 m de espesor; la capa de mezcla, en la que se presentan variaciones de temperatura y los componentes químicos son

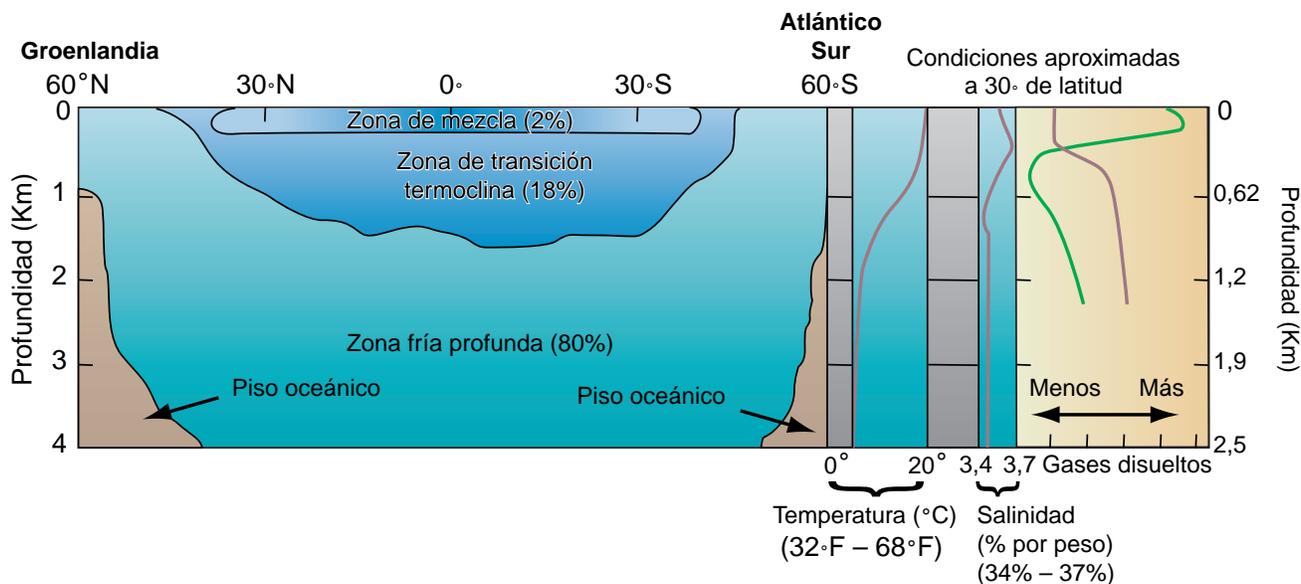


Figura 5.1. Representación esquemática de la estratificación térmica del océano y de las diferentes capas y regiones. (Adaptada de Christopherson, 1992)

Sales	Símbolo químico	Concentración (g/kg de agua de mar)	%
Cloruro de sodio	NaCl	19,35	77,75
Cloruro de magnesio	MgCl	10,76	10,87
Sulfato de magnesio	MgSO ₄	2,71	4,73
Sulfato de calcio	CaSO ₄	1,29	3,60
Sulfato de potasio	K ₂ SO ₄	0,41	2,46
Carbonato de calcio	CaCO ₃	0,38	0,34
Bromuro de magnesio	MgBr ₂	0,14	0,21
Total		35,00	100,00

Tabla 5.1. Proporción de las diferentes sales en el agua de mar.

mezclados, sólo representa el 2% de la masa oceánica y puede llegar hasta los 150-200 m de profundidad; más abajo se encuentra una zona de transición, la termoclina, caracterizada por el rápido decrecimiento de la temperatura en la medida en que se avanza hacia la profundidad; las aguas intermedias provenientes de la zona tropical y relativamente menos densas que las aguas formadas en otras latitudes, ocupan la capa entre los 200 y los 2.000 m; las aguas profundas (de los 2.000 m hasta el fondo), de origen polar, con temperaturas cercanas a los 0 °C. Estas últimas, por ser más frías y densas, recubren el fondo del mar.

De la misma manera, con diferentes propósitos se divide el océano en dos grandes regiones: la región costera y la región oceánica.

La región costera está dividida en varias zonas: la intermareal, que es la región más somera, comprendida entre los niveles máximos y mínimos de las mareas; la zona

nerítica, situada sobre la plataforma continental hasta los 200 m de profundidad. En la costa se presenta el proceso de interacción entre el océano y el continente, el cual es bastante activo y controla las formas de la línea de costa.

La región oceánica, que se extiende desde el límite de la plataforma continental superando los 200 m de profundidad, está dividida en dos zonas: la zona pelágica, que llega hasta los 200-250 m de profundidad, y la zona batipelágica, comprendida desde el límite inferior de la pelágica hasta el fondo del océano.

Según la intensidad de luz que penetra en las aguas, el océano se divide en dos zonas: la zona fótica, iluminada por el sol, que se extiende hasta los 200-250 m de profundidad, y a su vez divide en zona eufótica, comprendida entre 0 y 80 m, y zona disfótica, desde los 80 m hasta los 200 m de profundidad; y por último, la zona afótica, en donde la luz ya no penetra y que va desde los 200-250 m hasta el fondo.

Litoral o zona costera

La zona en donde interactúan el océano (mar) y el continente es la línea de costa o litoral. Comprende toda una franja; paralela a esta línea se desarrollan procesos complejos relacionados con la parte continental y de los océanos. Por ello se le considera una zona especial con características, estructuras y procesos particulares.

La zona costera incluye la línea de costa en el continente y en la parte oceánica, la plataforma continental. En esta zona, los procesos geomorfológicos son bastante rápidos en comparación con otras zonas continentales y

oceánicas. El oleaje, las corrientes marinas, las mareas y otros fenómenos oceánicos erosionan el material sólido de la costa transportándolo y depositándolo en otros lugares de ésta, modificando continuamente su morfología, lo que significa entonces diferentes geoformas, como playas, dunas costeras, entre otras. Los ríos, por su parte, transportan los sedimentos continentales y los acumulan en el litoral formando los deltas. Gracias a estos fenómenos se forman dos tipos de costas: de erosión y de sedimentación.

Las costas de erosión se caracterizan por presentar peñascos escarpados o acantilados, grutas y farallones. Generalmente, el proceso activo de erosión ocasionado por las olas, las mareas y las corrientes marinas desmorona los acantilados por la base y acarrea finalmente su desplome y el retroceso de la costa. De esta manera, se forman las denominadas plataformas de abrasión.

Las costas de sedimentación muestran playas arenosas, arrecifes (si el mar es poco profundo), atolones y deltas. Los sedimentos aportados por los ríos son transportados por las corrientes. El proceso de sedimentación puede formar nuevas playas, islas y tómbolos en la zona costera y todo un sistema estuarino complejo.

También es posible clasificar las costas como costas de sumersión y costas de emersión. Durante los periodos glaciales, cuando grandes volúmenes de agua estaban congelados y la temperatura del océano era bastante baja, el nivel del mar descendió considerablemente: por ejemplo, durante la última glaciación la costa del Caribe estaba 15 km más al norte, con un nivel del mar 100 m por debajo del actual. Cuando se presentó el último interglacial y los hielos empezaron a retroceder, el nivel del mar aumentó sumergiendo grandes áreas en el continente hasta alcanzar las condiciones actuales. El último ascenso del nivel del mar ocurrió hace aproximadamente 2.500 años y alcanzó 2 m por encima del nivel actual. Por esta razón, gran parte de las costas son de sumersión. Sin embargo, hay algunas regiones donde el nivel del mar ha alcanzado determinada altura, no por la sumersión, sino por el levantamiento tectónico. En este último caso se habla de costas de emersión.

Los fiordos son un ejemplo de costa de sumersión. Son valles glaciares invadidos por el mar, que se encuentran especialmente en Noruega, Groenlandia y Nueva Zelanda.

En la *figura 5.2* es posible ver las diferentes zonas y elementos que se destacan en los litorales.

Las zonas costeras constituyen aproximadamente 10% del área de los continentes y 0,5% del volumen de los océanos. A pesar de su pequeño tamaño, la producción orgánica en el ambiente de litoral está entre el

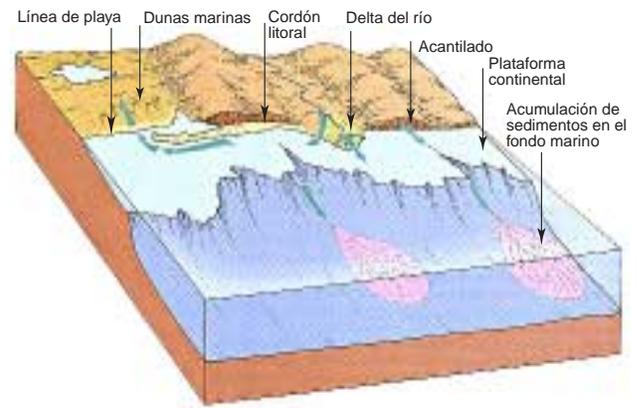


Figura 5.2. Representación esquemática de la zona costera. (Adaptada de Kamblin, 1995)

10 y el 13% de la producción oceánica, debido principalmente al efecto fertilizante de los nutrientes transportados por los ríos y por la surgencia de aguas profundas. Un buen ejemplo de riqueza biológica litoral es el ecosistema de manglares.

En el litoral, los procesos de interacción entre la litosfera, la hidrosfera, la biosfera y la atmósfera son bastante marcados y rápidos. Por ello, las zonas costeras juegan un papel importante en los ciclos biogeoquímicos y, en general, en el ecosistema global.

Fondo del mar

En la corteza terrestre bajo el agua es posible distinguir diferentes formas del relieve. Paralela a la costa, a una profundidad promedio de 200 m, se localiza una franja denominada plataforma continental. Es ancha en el Atlántico, donde puede alcanzar los 150 km, mientras que en sectores de las costas del océano Pacífico es muy angosta. Generalmente, la plataforma continental está constituida por sedimentos que, desde los continentes, han sido transportados por los ríos.

La plataforma continental termina en una franja en la que el fondo submarino se inclina bruscamente hasta los 4.000 o 5.000 m de profundidad. Esta parte se conoce como talud continental.

Después de éste, se encuentra la llanura submarina, que consta de grandes extensiones relativamente planas, localizadas entre 4.000 y 5.000 m de profundidad en promedio, y separadas algunas veces por crestas montañosas (cordilleras), depresiones y fracturas. Las partes más profundas son las fosas submarinas (para algunos, las simas abisales). La mayor profundidad conocida hasta ahora es la sima de las Marianas (cerca de los 11.000 m), en el océano Pacífico. También se presentan las dorsales, o cordilleras sumergidas en el océano.

El fondo del mar tiene formas de relieve similares a las que se presentan en las tierras emergidas: cordilleras, valles, llanuras, volcanes, etc.

Dinámica del océano

El movimiento en el océano está generado por una compleja combinación de factores, como las mareas originadas por la atracción gravitacional del sol y de la luna, el viento que impulsa principalmente la parte superficial formando olas y las diferencias de densidad de sus aguas.

Corrientes oceánicas

En el océano es posible encontrar circulación de la capa superficial, de la capa intermedia y de las capas profundas (figura 5.3).

Las corrientes observadas en las capas superiores de los océanos son debidas principalmente a la acción de la circulación atmosférica sobre la superficie del mar. El efecto Coriolis (generado por la rotación de la tierra) y los límites costeros o la topografía del fondo modifican la acción de la circulación atmosférica y llevan a que las corrientes superficiales de los océanos en ambos hemisferios fluyan, en el hemisferio Norte, en el sentido de las manecillas del reloj, y en el hemisferio Sur, en sentido contrario.

En el ecuador las corrientes convergen y se dirigen hacia el oeste, formando las corrientes Ecuatoriales del Norte y del Sur. En las fronteras occidentales de los océanos, la corriente ecuatorial fluye separadamente y se mueve al norte y al sur dentro de los hemisferios Norte y Sur, respectivamente.

Las aguas superficiales se calientan en la zona tropical y se enfrían en los polos, razón por la que las corrientes que fluyen desde el ecuador hacia los polos, como la corriente del Golfo, en el Atlántico, y la de Kuroshio, en el Pacífico, transportan aguas cálidas; las corrientes que van desde las regiones polares hacia el trópico, como la corriente del Labrador (Canadá) y la de Groenlandia, entre otras, son frías.

Las corrientes profundas de los océanos son producidas generalmente por las diferencias de densidad causadas por los gradientes de temperatura y salinidad. En otras palabras, en las capas intermedia y profunda predomina la circulación termohalina.

Este tipo de circulación se presenta gracias a que en el agua del mar es posible encontrar sectores con mayor o menor densidad, dependiendo de la proporción de sal. A mayor salinidad, mayor densidad: las aguas más densas son más pesadas y tienden a descender, mientras que las aguas menos densas ascienden.

Como la densidad del agua marina está determinada principalmente por la temperatura y la salinidad, los movimientos causados por las diferencias horizontales de densidad se les denomina circulación termohalina. Gran porcentaje de la circulación de las aguas profundas se debe a este mecanismo.

Un ejemplo de esta circulación es el movimiento de las capas intermedias y profundas del mar Mediterráneo hacia el océano Atlántico. La intensa evaporación, que supera los aportes de la precipitación y los caudales de los ríos en el mar Mediterráneo, hacen que sus aguas tengan una salinidad alta, en comparación con la del océano. Con esta diferencia de salinidad y, por ende, de densidad, se genera el movimiento desde el mar hacia el océano.

Las corrientes profundas, a diferencia de las superficiales, pueden fluir entre los hemisferios. Gracias a esto, se presentan sistemas de circulación en gran escala en el tiempo y en el espacio, como la que se describe a continuación:

Las aguas densas, frías y saladas de los mares de Groenlandia y Noruega se sumergen y fluyen hacia el sur llegando al Atlántico Sur; allí se encuentran y se



Figura 5.3. Representación esquemática de las corrientes oceánicas. (Tomada de Educar, Cultura y Recreativa S. A., 1997)

mezclan con aguas más densas y frías, fluyendo hacia el norte por el mar Weddell; luego, estas aguas profundas giran hacia el este, alrededor de África, y continúan su paso hacia el océano Pacífico. Las aguas fluyen en el Pacífico a lo largo de su margen oeste, donde se desvían

hacia el este por la presencia de la margen continental asiática y la rotación de la tierra. En su movimiento hacia el Pacífico, las aguas se calientan, se tornan menos densas y lentamente ascienden hacia la superficie. Estas aguas superficiales cálidas se mueven luego hacia el sur a través del Pacífico y giran al oeste para su retorno al Atlántico Sur. Se estima que este ciclo de las aguas oceánicas tiene una duración de 2.000 a 3.000 años.

Oleaje

Las olas son movimientos ondulatorios de la superficie del mar originados principalmente por el rozamiento del viento. La altura de las olas depende de la intensidad del viento. En la *tabla 5.2* se ilustra la relación entre la altura de las olas y la velocidad del viento.

Velocidad del viento (nudos)	Altura de las olas (cm)
0-3	0
4 - 6	30
7-10	30-60
11-16	60-120
17-21	120-240
22-27	240-390

Tabla 5.2. Altura de las olas con relación a la velocidad del viento.

Mareas

Las mareas son elevaciones y descensos periódicos del nivel del mar a causa de la atracción de la luna y el sol sobre la capa líquida de la tierra. Dado que la luna está más cerca de la tierra que el sol, ejerce una mayor atracción sobre el mar.

Cuando la tierra, el sol y la luna están en línea recta (luna llena y luna nueva), se forman las mareas vivas (amplitud máxima) y cuando el sol y la luna están en ángulo recto con la tierra (cuarto creciente y cuarto menguante), se denomina marea muerta (amplitud mínima) (*figura 5.4*).

En los océanos el nivel del mar asciende y desciende dos veces al día y la duración de cada uno de ellos es de 6 horas; el nivel máximo se denomina pleamar (marea alta) y el nivel mínimo, bajamar (marea baja). La diferencia de altura en el nivel del mar puede variar de 1 a 15 m. En Colombia, la fluctuación es de 5 m en el océano Pacífico y menos de 1 m en el mar Caribe.

Fenómenos oceánicos

Dentro de una amplia gama de fenómenos oceánicos es posible destacar los relacionados con oscilaciones de alta

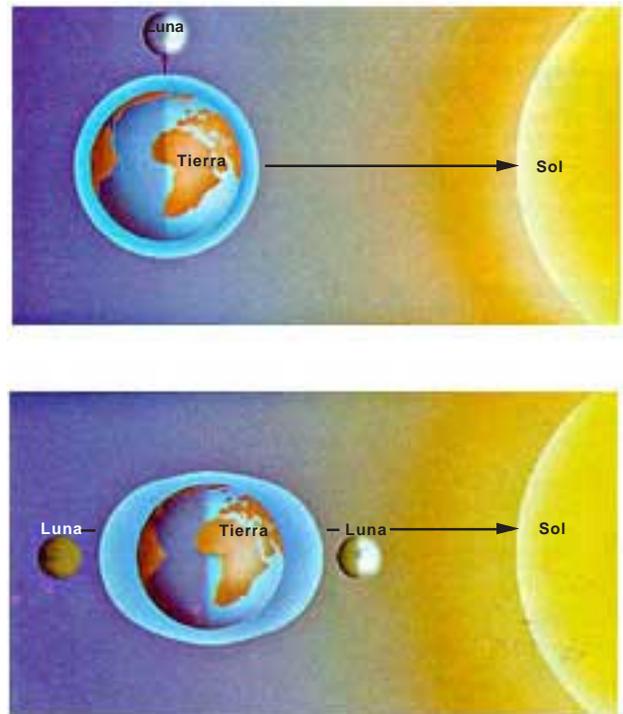


Figura 5.4. Las mareas son el producto de la acción de la fuerza de gravedad del sol y de la luna sobre los océanos. (Tomada de Educar, Cultura y Recreativa S. A., 1997)

frecuencia, como las olas; los de variabilidad interanual, como los fenómenos El Niño y La Niña; los de largo plazo, como la elevación del nivel del mar debido a cambios climáticos globales, y los *tsunamis*.

En ocasiones el oleaje puede alcanzar grandes alturas y tornarse en una amenaza. Entre los fenómenos relacionados con el alto oleaje se destacan el mar de leva o mar de fondo y las marejadas de tempestad.

El mar de leva o mar de fondo es el oleaje alto que se produce por efecto del viento lejos del punto de observación. La marejada de tempestad es el incremento temporal del nivel del mar en la costa debido al empuje que ejerce el viento fuerte de una tempestad sobre el agua del mar; el oleaje que se desarrolla en la costa sobre este nivel incrementado, alcanza mayores alturas que las habituales.

En algunas regiones, cuando la frecuencia del oleaje se hace mayor como preámbulo de una tormenta o de un huracán, se le denomina mareta o mar picado. El oleaje es entonces la caracterización del comportamiento de las olas en repetición y altura.

En la superficie del océano se desarrollan los *tsunamis*, olas de gran altura que pueden ser generadas por movimientos sísmicos en el fondo del océano, por grandes deslizamientos submarinos o por erupciones volcánicas en el fondo del océano.

Procesos de surgencia en la zona costera

La surgencia, o *upwelling*, es un proceso que se presenta frente a las costas cuando las aguas profundas del océano ascienden hasta la superficie. Esto ocurre por acción de la circulación atmosférica y de la fuerza de Coriolis. En ocasiones, durante algunas épocas del año, los vientos soplan paralelamente a la costa impulsando las aguas en el mismo sentido, pero al moverse, éstas experimentan el efecto de Coriolis, que modifica su dirección desviándolas a la derecha en el hemisferio Norte o a la izquierda en el hemisferio Sur. En algunas regiones, esta desviación hace que las aguas superficiales se dirijan hacia mar abierto y que, cerca de la costa, sean reemplazadas por las aguas profundas.

Es posible observar este proceso bastante marcado en las costas del Perú, cuando, a mitad de año, los vientos alisios del sureste soplan paralelos a la costa y se produce el afloramiento de las aguas profundas.

El movimiento vertical ascendente de aguas profundas produce una disminución de la temperatura superficial del mar; además, se observa un incremento de la productividad primaria, a causa del transporte de nutrientes, que son asimilados por el fitoplancton en las capas superficiales.

Elevación del nivel del mar por calentamiento global

En el pasado hubo periodos durante los cuales el nivel medio del mar estuvo muy por debajo o por encima del nivel actual. Los periodos glaciales e interglaciales han generado este tipo de cambios: en general, en el periodo glacial el nivel del mar es bajo y en el interglacial, alto.

En la actualidad, cuando se está produciendo un calentamiento global, debido al reforzamiento del efecto invernadero, el nivel del mar se está incrementado: durante los últimos 100 años el nivel medio del mar ha ascendido entre 10 y 25 cm; se estima que hacia 2100 el nivel medio del mar se habrá incrementado en 20-80 cm. Esta elevación será generada por la expansión térmica del océano a causa del derretimiento de la criosfera.

La elevación del nivel del mar traerá impactos importantes a las zonas costeras y a los territorios insulares; las ciudades y, en general, los asentamientos humanos localizados en las zonas bajas de las playas, se verán afectados por las pleamares y por el oleaje que se desarrolla sobre un nivel del mar más elevado.

De otra parte, la elevación del nivel del mar traerá como consecuencia cambios ambientales a las regiones costeras, como la salinización de los sistemas de agua

dulce, los cambios en la vegetación y los daños a los sistemas coralinos, entre otros.

Interacción con otras esferas del ambiente global

El océano está en permanente interacción con las demás esferas del ambiente global: con la atmósfera intercambia masa (vapor de agua y otros gases), y energía (calor y cantidad de movimiento) y está también en permanente interacción con la litosfera, de la cual recibe calor y material a través de las erupciones volcánicas.

En el océano se presenta un permanente intercambio de masa y energía entre éste y la biosfera. Los procesos de la dinámica del océano, como el *up welling* (surgencia), ponen a disposición los nutrientes necesarios para el desarrollo del fitoplancton y el inicio de la cadena alimenticia en los ecosistemas marinos.

Finalmente, gran parte de los procesos que se desarrollan en la antroposfera están relacionados con el intercambio de masa y el uso de la energía proveniente del mar. La antroposfera vierte al océano sólidos, líquidos y gases.

El océano es un regulador de factores ambientales como el clima, gracias a la redistribución de la masa y la energía, que realiza dentro del sistema a través de las corrientes, y al intercambio de masa y energía con la atmósfera.

Océano y ciclos biogeoquímicos

Los océanos tienen un papel importante en los ciclos biogeoquímicos del ambiente global, ya que en ellos se presentan diversos procesos físicos, químicos y biológicos que participan en el funcionamiento de los ciclos naturales, indispensables para el desarrollo del ecosistema global. A través del intercambio de vapor de agua con la atmósfera, el océano transmite tanto masa como energía.

La dinámica del océano favorece el intercambio de gases y nutrientes con otras esferas. Así los nutrientes, transportados por los ríos hacia el fondo del mar, son llevados a la superficie a través de la surgencia de aguas profundas y puestos a disposición de la biosfera. De la misma manera, el oxígeno disuelto en el agua superficial del mar se intercambia permanentemente con la atmósfera.

El océano es importante en el ciclo del carbono. Actualmente, se analiza con atención la fase de este ciclo correspondiente al intercambio de dióxido de carbono entre el océano y la atmósfera, debido a la función reguladora que el primero ejerce sobre el contenido de CO₂ atmosférico y, por ende, sobre el clima.

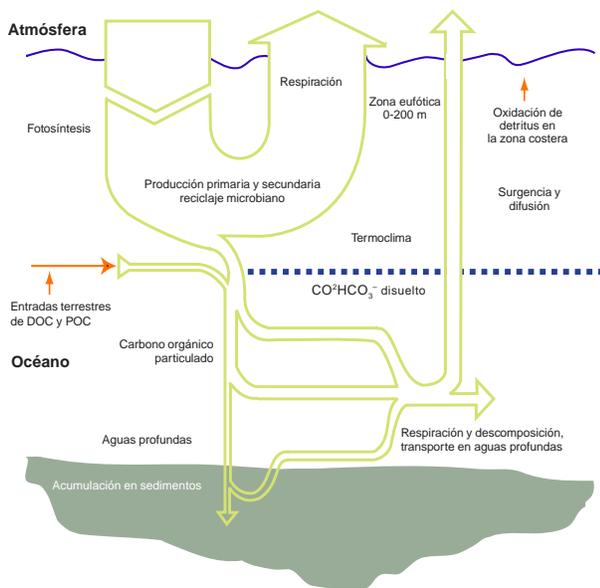


Figura 5.5. Intercambio de dióxido de carbono entre el océano y la atmósfera. (Rojas, 1996)

El intercambio de dióxido de carbono entre el océano y la atmósfera se describe en la *figura 5.5*. Se produce en la interfase aire-mar a causa de la turbulencia. La captura de CO_2 atmosférico ocurre porque en la capa de mezcla, los procesos químicos y biológicos convierten este gas en carbonato o carbono orgánico; éstos son transportados horizontal y verticalmente por la circulación del océano o por la lluvia de detritus, por lo cual el carbono capturado se fija en las capas profundas o en los sedimentos del océano. La liberación de CO_2 se da por la turbulencia que impulsa su emisión en aguas oceánicas, por la respiración de fitoplancton y las macroalgas y por la oxidación del carbono orgánico.

Vida en el mar

En el inmenso volumen de agua de los océanos existe gran cantidad de organismos vivos, desde bacterias y plantas microscópicas hasta los más grandes animales vivientes, como la ballena. La vida en el planeta apareció en el océano: los primeros seres vivos (organismos unicelulares) poblaron el océano hace 3.500 millones de años.

Los océanos son considerados un excelente medio para la vida de toda clase de organismos, ya que contienen todos los elementos necesarios que pueden ser utilizados directamente por las plantas, para producir materia orgánica por medio de la fotosíntesis y garantizar, de este modo, el mantenimiento de las cadenas alimenticias de gran parte del ecosistema global.

De acuerdo con la alimentación, los organismos marinos, se dividen en dos grupos: autótrofos y heterótrofos. Los organismos autótrofos, como las bacterias y plantas

marinas unicelulares (fitoplancton), son capaces de elaborar la materia orgánica necesaria para subsistir, a partir de compuestos inorgánicos, utilizando la luz solar (fotosíntesis), o a partir de reacciones químicas inorgánicas. Los organismos heterótrofos, como el zooplancton, los peces y los mamíferos marinos, no pueden sintetizar la materia orgánica a partir de fuentes inorgánicas; por lo tanto, necesitan tomar la materia orgánica ya elaborada.

Igualmente, según la forma de vida de los organismos marinos, existen los sistemas pelágicos (plancton y necton), en los que los organismos se encuentran inmersos dentro de la columna de agua, y los sistemas bentónicos, situados a cualquier profundidad y que comprenden los organismos adheridos al fondo de los océanos, generalmente asociados a sedimentos.

Los ecosistemas marinos serán presentados con mayor detalle en el capítulo correspondiente a los ecosistemas.

Actividad biológica marina

La actividad biológica marina es esencial en los ciclos biogeoquímicos del sistema planetario. Gracias a su participación en los procesos biogeoquímicos, los procesos biológicos marinos intervienen en los procesos que influyen de manera significativa en el clima. La alteración de la composición química de la atmósfera, las propiedades radiativas de ella y las características del albedo de la superficie del océano son efectos por los cuales la actividad biológica influye en el clima. Por ello, es imprescindible conocer cómo ocurren estos procesos.

Fitoplancton, clorofila y productividad primaria

El fitoplancton marino se define como el conjunto de algas unicelulares microscópicas que flotan en la superficie del océano y son llevadas pasivamente por las corrientes (Tait, 1971; Purdie, 1996). Las algas unicelulares (fitoplancton) contienen pigmentos especiales, causantes de la coloración de las mismas en la mayoría de los océanos (Lozano, 1978).

Los pigmentos que se encuentran en el fitoplancton son las clorofilas, los carotenoides y las ficobilinas. Los pigmentos más importantes son las clorofilas, sustancias de color verde que se producen en la luz y en la oscuridad. Existen varios tipos de clorofilas: *a*, *b*, *c*, *d* y *e*. La clorofila *a* es la más importante, se considera el pigmento fotosintético fundamental y se encuentra en todas las algas marinas microscópicas. Los pigmentos tienen la capacidad para absorber la energía lumínica, necesaria

para sintetizar los compuestos orgánicos a partir de inorgánicos, proceso denominado fotosíntesis (Weyl, 1970; Balech, 1977).

La fotosíntesis es un proceso por el cual ciertos organismos captan la energía luminosa y la convierten en energía química, usada en varios procesos, como en la asimilación del CO₂. En la fotosíntesis, las microalgas marinas combinan el CO₂ con el agua para formar sustancias orgánicas y desprender oxígeno (Balech, 1977). Según Weyl (1970), este proceso se puede expresar por la siguiente fórmula química:



El proceso de la fotosíntesis es la base para entender la producción primaria en los océanos. La producción primaria es la síntesis de compuestos orgánicos a partir de constituyentes inorgánicos del agua de mar, debido a la actividad de los organismos; se efectúa principalmente por la actividad fotosintética del fitoplancton, a partir de CO₂, agua y algunos nutrientes (nitratos y fosfatos). El fitoplancton tiene la gran capacidad de producir material orgánico en 24 horas (Tait, 1971), así como también de fijar carbono, participando de modo importante en el mantenimiento del nivel del CO₂ en la atmósfera (Falkowski *et al.*, 1998).

Actividad biológica y sistema climático

Los cambios dependientes del tiempo en la biomasa del fitoplancton (dinámica del fitoplancton) son inducidos por una interrelación compleja de procesos físicos, químicos y biológicos. En los trópicos, donde la luz solar adecuada está disponible durante todo el año, la dinámica del fitoplancton es controlada por el rango en el cual los nutrientes de las plantas son suministrados a las capas oceánicas más superficiales. Los vientos superficiales son importantes en este proceso: bajo condiciones favorables de viento sobre las áreas costeras y a lo largo del ecuador, las aguas subsuperficiales ricas en nutrientes suben a la superficie, simulando el incremento rápido de la biomasa del fitoplancton conocido como 'afloramiento'. Los sistemas de surgencia en el Perú, noroccidente de África y costa oeste de Estados Unidos están dentro de las regiones más productivas del mundo y sostienen pesquerías importantes.

El fitoplancton también influye fuertemente en la química del océano. Durante la fotosíntesis remueve el dióxido de carbono disuelto en el agua de mar, para producir azúcares y otras moléculas orgánicas simples y liberar oxígeno como producto. El fitoplancton también requiere de nutrientes inorgánicos (nitrógeno, fósforo, silicio) y trazas de elementos (hierro) para sintetizar moléculas complejas, tales como las proteínas. La productividad oceánica juega entonces un papel importante en los ciclos biogeoquímicos globales del carbono, del oxígeno y de otros elementos críticos en la vida terrestre y marina.

El incremento de la concentración de dióxido de carbono atmosférico, capaz de producir un calentamiento global (el efecto invernadero), subraya la importancia adicional del ciclo del carbono en el clima de la tierra. La magnitud y la variabilidad de la productividad primaria son poco conocidas a escala global, debido a la gran variabilidad espacial y temporal de las concentraciones del fitoplancton marino.

En adición a la modificación de los flujos globales de carbono, el fitoplancton oceánico desempeña también un papel más directo en la moderación del calor almacenado de la tierra en dos formas.

La primera, recientemente postulada, es el dimetil sulfuro (DMS), un bioproducto del metabolismo de las algas que puede realzar la formación de pequeñas nubes en el océano (Charlson *et al.*, 1987, en: Lewis, 1992). El DMS transportado a la atmósfera puede interactuar en ella física y químicamente y formar núcleos de condensación que llevan a la formación de nubes; esto realza el albedo que enfría la tierra y provee una retroalimentación potencialmente negativa al calentamiento asociado con concentraciones de dióxido de carbono.

La segunda forma como el fitoplancton oceánico desempeña un papel más directo en la moderación del calor almacenado de la tierra, tiene que ver con que el mismo fitoplancton absorbe radiación solar a frecuencias visibles; es así como altas concentraciones de fitoplancton atrapan energía solar cerca de la superficie del océano. El flujo generado estabiliza el océano y retiene energía solar en un horizonte profundo que, activamente, interactúa con la atmósfera en escalas de tiempo relativamente cortas. Para el Pacífico ecuatorial, por ejemplo, la variabilidad en este intercambio de energía puede influir en procesos que terminan en el conocido evento de la Oscilación Sur de El Niño (ENSO); mientras que para el mar Árabe tropical, la inclusión de la absorción por fitoplancton aumenta la temperatura superficial del mar en modelos que no asumen la absorción de energía solar (Lewis, 1992).

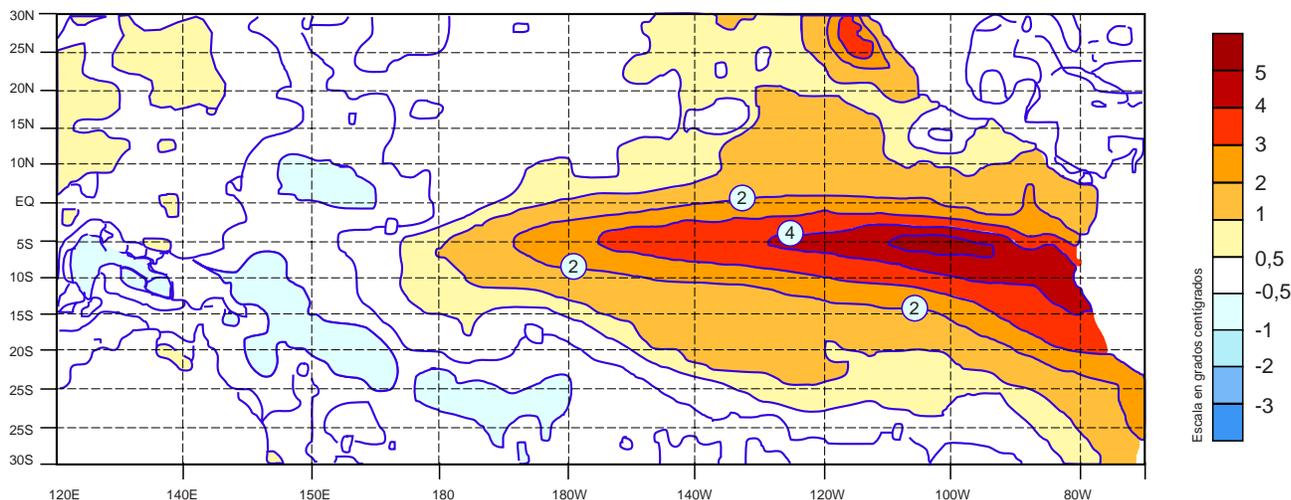


Figura 5.6. Anomalías de temperatura superficial del mar observadas durante septiembre-noviembre de 1997, que evidencian la fase madura del Fenómeno Cálido del Pacífico. (Fuente: *Climate Prediction Center/NCEP/NOAA*)

Fenómeno Cálido del Pacífico (El Niño)

Se conoce como Fenómeno Cálido del Pacífico –originalmente denominado Fenómeno El Niño– a la aparición, de tiempo en tiempo, de aguas superficiales relativamente más cálidas que lo normal, desde el centro del Pacífico tropical hasta las costas del norte de Perú, Ecuador y sur de Colombia. Este calentamiento de la superficie del océano Pacífico cubre grandes extensiones y por su magnitud afecta el clima en diferentes regiones del planeta, entre ellas, el norte de Sudamérica, donde está situado el territorio colombiano.

Causas del fenómeno

El escenario natural del fenómeno Cálido del Pacífico (El Niño) es la cuenca del océano Pacífico tropical. La parte occidental de ella (vecindades de Australia, Oceanía y el sudeste Asiático) se caracteriza por sus aguas cálidas con temperaturas del orden de 29 y 30 °C, en marcado contraste con el sector oriental (costa suramericana), donde se concentran aguas frías de características antárticas, con temperaturas que varían, en término medio, entre 22 y 24 °C. A lo largo de toda la cuenca, el agua de la superficie del mar intercambia permanentemente energía, masa e impulso con la atmósfera.

Los vientos alisios impulsan el agua de la superficie del mar en dirección oeste, acumulando continuamente agua cálida en el sector occidental. Por esta razón, el nivel medio del mar es relativamente mayor en aquel sector que en el oriental.

Cuando por diversas circunstancias los vientos se debilitan, la fuerza de arrastre también lo hace y el agua retorna hacia el oriente, hasta llegar frente a las costas de Suramérica, como una gran masa de agua cálida. Esa llegada de aguas anormalmente cálidas es lo que comúnmente se conoce como Fenómeno Cálido del Pacífico (El Niño).

Desarrollo del fenómeno

De la composición de varios fenómenos, diferentes investigadores han desarrollado un modelo característico que se puede descomponer en las siguientes fases: inicio, desarrollo, madurez y debilitamiento o retorno a la normalidad.

La fase inicial corresponde al desplazamiento de aguas cálidas, desde el sector occidental del Pacífico tropical hacia la zona cercana a la línea de cambio de fecha (180° de longitud). No obstante, durante esta etapa otros procesos oceánicos y atmosféricos pueden detener el proceso iniciado. Desde uno o dos meses antes, se ha presentado un relajamiento en el flujo de los vientos alisios.

En la fase de desarrollo continúa el desplazamiento de las aguas cálidas hacia el oriente a través del Pacífico tropical. Los vientos alisios se han debilitado por completo e incluso pueden llegar a invertirse, soplando de occidente a oriente a lo largo de la línea ecuatorial. La termoclina en el sector oriental se profundiza y en el occidental se levanta. En este momento se inicia el equilibrio del nivel medio del mar entre los dos bordes de la cuenca.

En la fase de madurez es posible encontrar el máximo calentamiento de la superficie del mar en el sector oriental del Pacífico tropical, frente a las costas de Perú,

Ecuador y Colombia. Los vientos alisios pueden soplar en dirección inversa, de oeste a este. Los procesos de surgencia prácticamente se anulan. En caso de fenómenos de carácter muy fuerte, la pendiente del océano llega eventualmente a invertirse. Por esta época, el índice de Oscilación del Sur registra sus más bajos valores, al igual que la mayoría de parámetros físicos de gran escala que presentan sus valores extremos.

Finalmente, en la fase de debilitamiento, o retorno a la normalidad, la mancha cálida se diluye hacia el ecuador y el occidente. Se intensifica nuevamente el flujo de los alisios del este, se recupera la surgencia en el sector oriental y la pendiente del océano es de nuevo mayor en el sector occidental. El anticiclón del Pacífico Sur se intensifica retornando a valores normales, en tanto que la presión atmosférica en el sector de Australia e Indonesia desciende, hasta alcanzar los valores característicos del sistema ciclónico. El índice de Oscilación del Sur se aproxima a valores cercanos a cero, al igual que las anomalías de los otros parámetros físicos de referencia.

Duración e intensidad

Este calentamiento de la superficie del océano Pacífico tropical centro-oriental, observado durante los fenómenos cálidos del Pacífico (El Niño), tiene un promedio de duración de 12 meses; sin embargo, se han registrado fenómenos muy cortos, con duración de siete meses (1951), y prolongados de hasta 18 meses (1982-1983). El calentamiento del océano relacionado con El Niño es recurrente, aunque no periódico, y, en términos generales, se presenta entre cada tres y siete años.

La intensidad de un fenómeno cálido como El Niño se refleja en la magnitud de las anomalías que se registran, tanto en el océano como en la atmósfera de la cuenca del Pacífico tropical. Hay que destacar que las anomalías que se observan en ambos fluidos en el nivel local y regional, no siempre son de magnitud proporcional a la intensidad que se le asigna al fenómeno.

Relación de El Niño con la Oscilación del Sur

Si bien el término Fenómeno Cálido del Pacífico es usado para referirse a la invasión masiva de aguas anormalmente cálidas frente a las costas de Perú y Ecuador, hace más de un lustro que se está utilizando para referirse a fenómenos de mayor escala que incluyen las variaciones atmosféricas a escala global, analizadas en el contexto de la Oscilación del Sur.

Se da este nombre a las fluctuaciones que, en forma de 'balancín', se suceden entre los sistemas de alta presión en el Pacífico Sur y de baja presión en el sudeste asiático. Es decir, cuando la presión aumenta en el océano Pacífico, tiende a disminuir en el océano Índico, donde se presentan altas temperaturas del mar y lluvias intensas. Por el contrario, cuando la presión sube en el sudeste asiático, tiende a decaer en el Pacífico Sur.

Por eso, cuando los núcleos de agua cálida viajan de oeste a este, también se desplazan con ellos, en la misma dirección, las grandes masas nubosas generadoras de precipitaciones intensas. Ello trae como consecuencia una alteración en la circulación general de la atmósfera en la escala planetaria, con afectación climática y medio ambiental en lugares muy distantes a los de origen del fenómeno. En estos casos, el Fenómeno Cálido del Pacífico (El Niño) es asociado con un fenómeno de mayor complejidad denominado ENSO (El Niño-Oscilación del Sur).

Fenómeno Frío del Pacífico (La Niña)

El término La Niña (Fenómeno Frío del Pacífico) corresponde a la aparición irregular de aguas superficiales más frías de lo normal en los sectores central y oriental del océano Pacífico tropical. El enfriamiento de la superficie del mar cubre grandes extensiones y por su magnitud, afecta igualmente el clima en diferentes regiones del planeta, entre ellas, en el territorio de Colombia.

El Fenómeno La Niña se produce cuando se presentan las condiciones descritas a continuación:

- En esta región, los vientos alisios transmiten permanentemente impulso a las aguas superficiales del océano, transportándolas de este a oeste y formando una acumulación de agua importante en el sector occidental (vecindades de Australia, Oceanía y el sudeste Asiático). Al acumularse las aguas en el sector occidental, el nivel medio del mar es mayor en este sector (alrededor de 50 cm) que en el oriental. Los vientos alisios mantienen esta diferencia de nivel entre los dos sectores.
- Debido a la intensificación de los vientos en el sector oriental del Pacífico, se incrementan los procesos de surgencia de aguas frías, distribuidas en la superficie cubriendo una gran área.
- De esta manera, se forma un gradiente longitudinal de la temperatura de la superficie del mar a todo lo largo del sector tropical, de tal forma que en la parte occidental las aguas son cálidas, con temperaturas del orden de 29 y 30 °C, en marcado contraste con el sector

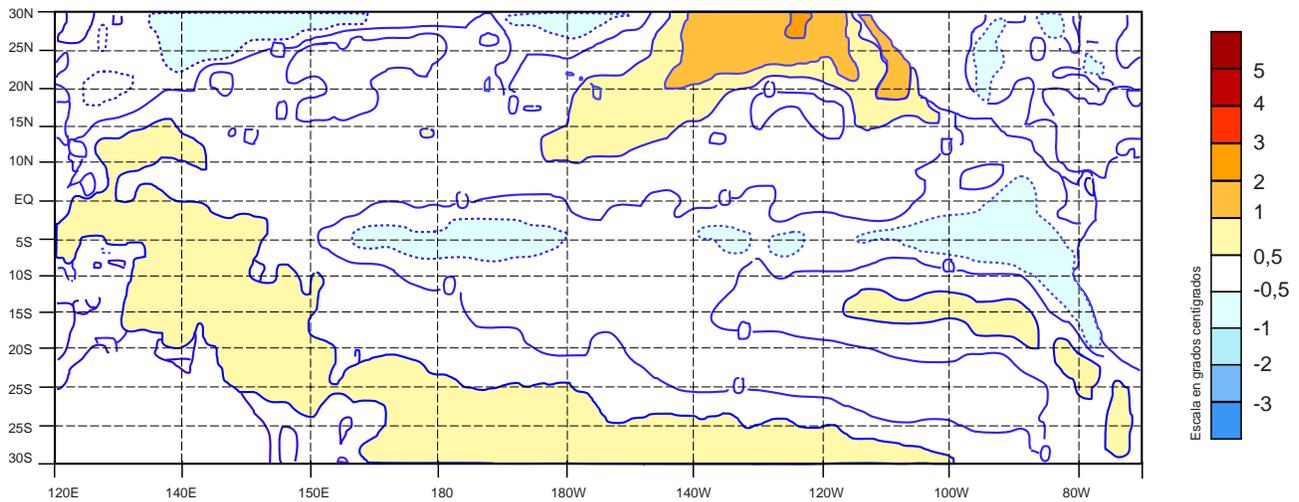


Figura 5.7. Anomalías de temperatura superficial del mar observadas durante marzo-mayo de 1996, que permiten ver las condiciones frías observadas en el Pacífico Tropical. (Fuente: *Climate Prediction Center/NCEP/NOAA*)

oriental (frente a la costa suramericana) donde se concentran aguas relativamente frías, con temperaturas que varían, en término medio, entre 22 y 24 °C.

- Debido a esta distribución de la temperatura, se produce un cambio en la distribución de la presión atmosférica: se incrementa en el sector oriental del Pacífico y se debilita en el sector occidental y central. Esta configuración del campo de la presión produce la fase positiva de la Oscilación Sur. El IOS está directamente relacionado con el Fenómeno La Niña, y su fase positiva corresponde a enfriamientos de la superficie del mar. Sus mayores valores ocurren durante los fenómenos La Niña.

Desde 1935 se han identificado los siguientes eventos fríos en el Pacífico tropical central y oriental, en términos de la fase positiva del IOS (años de inicio): 1938-1939, 1950-1951, 1955-1956, 1970-1971, 1973-1974, 1975-1976, 1988-1989. Los mejor documentados son los ocurridos a partir de los años cincuenta, los cuales se han confrontado con los valores mensuales de la temperatura superficial del mar (TSM) en el Pacífico centro-oriental durante la permanencia de los eventos.

Desde 1935 se han presentado siete episodios La Niña, en contraste con los 13 fenómenos El Niño ocurridos durante el mismo lapso. De estos siete eventos fríos, no aparece ninguno tan intenso como el caso de los cálidos registrados en 1982-1983 o en 1997-1998. Es bastante significativo el hecho de que el evento La Niña de 1988-1989 no registrara un índice muy bajo, pero tuvo un efecto climático muy significativo, reflejado en la ocurrencia de excedentes de lluvia importantes en gran parte del territorio nacional.

Los fenómenos Fríos del Pacífico tienen un promedio de duración de 12 meses, desde el punto de vista

oceánico; sin embargo, se han registrados fenómenos prolongados (cerca de 22 meses), como los ocurridos en 1954-1956 y 1970-1971.

La intensidad de los fenómenos se refleja en la magnitud de las anomalías que se registran, tanto en el océano, como en la atmósfera de la cuenca del Pacífico tropical.

El enfriamiento del océano relacionado con el fenómeno La Niña es recurrente, aunque no periódico, y, en términos generales, se presenta una o dos veces por década. Desde finales de la década de los setenta hay una menor frecuencia de condiciones frías en el Pacífico tropical y una mayor tendencia a la ocurrencia de fenómenos cálidos (El Niño). En la década de los noventa esta tendencia se ha incrementado sensiblemente. En las dos últimas décadas sólo han ocurrido dos eventos Fríos (La Niña) contra cinco Cálidos (El Niño).

El último evento La Niña se inició luego de un cambio abrupto en las condiciones oceánicas y atmosféricas en el Pacífico tropical, caracterizado por el paso rápido de un ambiente cálido que había predominado durante el fenómeno cálido El Niño de 1997-1998, a uno marcadamente frío que se registró a partir de junio de 1998, sin que hubiese mediado un periodo de tiempo con condiciones cercanas a las normales, tal como suele suceder antes del comienzo de un evento La Niña.

La Niña de 1998-2000, con una duración superior a los eventos más habituales de este tipo, ha registrado dos picos en las anomalías de la temperatura superficial del mar en extensos sectores del Pacífico tropical, distanciados en tiempo aproximadamente en un año (1998-1999 y 1999-2000), a diferencia del comportamiento apreciado en el evento de 1973-1976, que los tuvo distanciados dos años.

Condiciones oceánicas en el Pacífico y Atlántico (1995-1999)

El comportamiento en el océano Atlántico durante el periodo 1995-1999 se puede deducir de la *figura 5.8*, en la que se presentan las anomalías de temperatura superficial del mar. Es posible apreciar que en 1995 y 1996 la superficie del Atlántico norte estuvo por encima de lo normal. Estas condiciones cálidas en el Atlántico norte fueron bastante marcadas (anomalías de 0,5 °C, en promedio) durante todo 1995. En el año siguiente, estas anomalías se redujeron a 0,2 °C, en promedio. Durante 1997, nuevamente se fortalecieron las condiciones cálidas en este sector del Atlántico.

Durante 1998, el océano en el Atlántico Norte permaneció más cálido de lo normal, registrando anomalías del orden de 1 °C, para mediados de año; para finales de año y comienzos de 1999, el campo térmico superficial retornó a valores normales y así permaneció durante casi todo el semestre. El segundo semestre de 1999 se caracterizó, nuevamente, por la ocurrencia de anomalías positivas, aunque éstas fueron de carácter moderado, fluctuando alrededor de 0,5 °C.

En el Atlántico Sur, en 1995 y 1996, prevalecieron igualmente condiciones cálidas, que se debilitaron en el segundo semestre de 1995. No obstante, a comienzos de 1996 las anomalías retornaron hacia la mitad del año a valores cerca de 1 °C. Decrecieron luego y en el primer semestre de 1997 se establecieron condiciones frías en la superficie de este sector. Es de destacar que las anomalías positivas, registradas en 1996 y a finales de 1997, en la temperatura de la superficie del Atlántico son las más altas del decenio de los noventa. En la *figura 5.8* es posible apreciar la evolución de las anomalías térmicas en el Atlántico durante 1997.

En 1998, en el Atlántico Sur, se presentaron anomalías positivas de la temperatura superficial del mar, cercanas a 1 °C. Se mantuvieron durante el primer semestre y fueron disminuyendo durante el segundo, hasta alcanzar valores cercanos a los normales a finales del año. En 1999, el campo térmico superficial se caracterizó igualmente por este mismo tipo de anomalías, aunque en magnitud fueron de menor valor, no sobrepasando, en términos generales, los 0,5 °C.

En el océano Pacífico tropical, a comienzos de 1995 se observaron condiciones cálidas relacionadas en un evento El Niño de intensidad entre débil y moderada (*figura 5.9*). Posteriormente, las anomalías descendieron para establecerse desde finales de 1995 condiciones frías en todo el Pacífico tropical. Estas condiciones se mantu-

vieron durante 1996 y los primeros meses de 1997; a partir de marzo de 1997 se inició un calentamiento en todos los sectores del Pacífico tropical, alcanzándose las anomalías de temperatura superficial del mar más altas de los últimos 50 años. Estas condiciones cálidas estuvieron relacionadas con el Fenómeno El Niño de 1997-1998 de categoría muy fuerte. En la *figura 5.10* se presenta su evolución durante 1997.

Durante 1998, la región del océano Pacífico tropical oriental se caracterizó por presentar anomalías positivas, que fueron decreciendo de 4 °C en enero a 1 °C en agosto (*figura 5.11*). Para finales de año y comienzos de 1999, el campo térmico superficial tuvo un comportamiento muy cercano al tradicional. A partir de marzo y durante el resto del año, la superficie del océano se enfrió y se registraron anomalías cercanas a 1 °C. El océano Pacífico tropical central se mantuvo cálido durante el primer semestre de 1998 y tuvo valores cercanos a los promedios, a final de año.

Durante 1999, la temperatura superficial del mar permaneció por debajo de los valores históricos, aunque las anomalías negativas del segundo semestre fueron mayores que las del primero, variando alrededor de 1,2 °C (*figura 5.12*). El campo térmico superficial del océano Pacífico tropical occidental inició el año de 1998 con anomalías positivas del orden de 1 °C. En el segundo trimestre del año, la temperatura superficial del mar regresó a valores normales; para finales de año y comienzos de 1999, se registraron anomalías negativas de 1,5 °C. Todo 1999, la superficie oceánica estuvo fría, aunque con anomalías menos severas, del orden de 1 °C.

La *figura 5.13* muestra la evolución de las anomalías del nivel del mar relacionadas con el Fenómeno Cálido del Pacífico iniciado en marzo de 1997. Desde mayo, es posible identificar una amplia zona con niveles por encima de lo normal, que se extiende como una franja a lo largo del ecuador geográfico desde la costa suramericana y centroamericana hasta el centro del Pacífico.

La *figura 5.14* presenta el comportamiento del nivel del mar, en donde en los primeros meses de 1998, como consecuencia del Fenómeno Cálido del Pacífico (El Niño), los niveles se manifiestan por encima de los valores normales.

A partir de junio de 1998 y a lo largo de 1999, las anomalías del nivel medio del mar pasan a ser negativas, esta vez a raíz del Fenómeno Frío del Pacífico (La Niña) (*figura 5.15*).

Las condiciones, tanto del Atlántico como del Pacífico, influyen en el clima nacional, en particular, las registradas durante el periodo 1995-1999. Así por ejemplo, las condiciones cálidas del Atlántico y las frías del Pacífi-

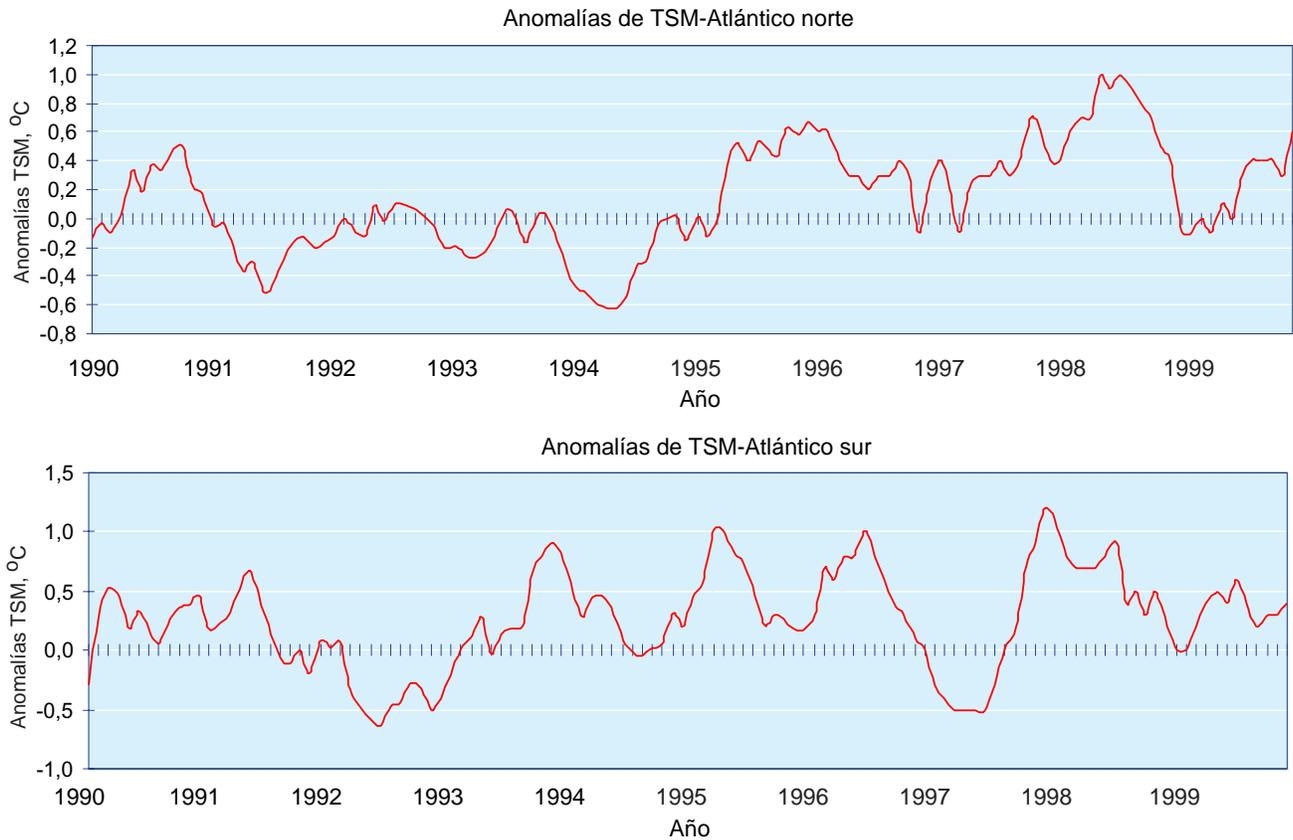


Figura 5.8. Secuencia de las anomalías de la temperatura superficial del mar en el Atlántico (a) Norte y (b) Sur. (Fuentes: IDEAM/NCEP/NOAA)

co en 1996 estimularon el desarrollo de una activa temporada de ciclones tropicales en el Atlántico tropical y en el Caribe. Por esta razón, el territorio colombiano estuvo directamente afectado por un huracán a mediados de 1996 (capítulo 3).

Áreas marítimas colombianas

Aproximadamente 55% del territorio colombiano está representado por áreas marítimas ubicadas, la mayor parte, en el océano Pacífico y en el mar Caribe. Estas áreas, además de ser una considerable riqueza material del país, son parte importante del patrimonio ambiental nacional. Según esto, en este capítulo se incluyen algunos aspectos relacionados con el comportamiento del océano Pacífico y del mar Caribe, en general, y de la zona costera colombiana, tanto del Pacífico, como del Caribe.

Características generales del Caribe colombiano

El área marítima del Caribe correspondiente a Colombia es una amplia zona, que se extiende 65.800 km² en

el sector central del mar Caribe, cubriendo aproximadamente la quinta parte de éste. Dentro de esta área se encuentran al noroccidente el sector insular formado por el archipiélago de San Andrés, Providencia, Santa Catalina y los cayos de Roncador, Quitasueño, Serrana, Serranilla, Albuquerque, Rosalinda y Bajo Nuevo.

En el fondo marino de estas áreas se destaca la depresión de Colombia, que cubre gran parte del Caribe colombiano, con profundidades promedio de 3.000 m. Sin embargo, existen profundidades de cerca 3.800 m.

Según Donoso (1990) y Cabrera y Donoso (1992), en el Caribe se presenta un mecanismo de renovación constante de aguas profundas, afectado por la circulación atmosférica de los vientos alisios. A lo largo de la costa Caribe sur, la ocurrencia de una fuerte divergencia en el campo de los vientos crea condiciones adecuadas para el desarrollo de procesos de surgencia, caracterizados por la presencia de aguas frías y altas salinidades. La surgencia en el Caribe presenta una marcada estacionalidad: el máximo transporte vertical ocurre durante la estación seca (diciembre-mayo); lo contrario sucede en la estación lluviosa (junio-noviembre), cuando este transporte es mínimo, en ocasiones nulo (Corredor, 1981), lo cual se explica por el efecto acumulativo de varios procesos de mezcla vertical de calor y la advección

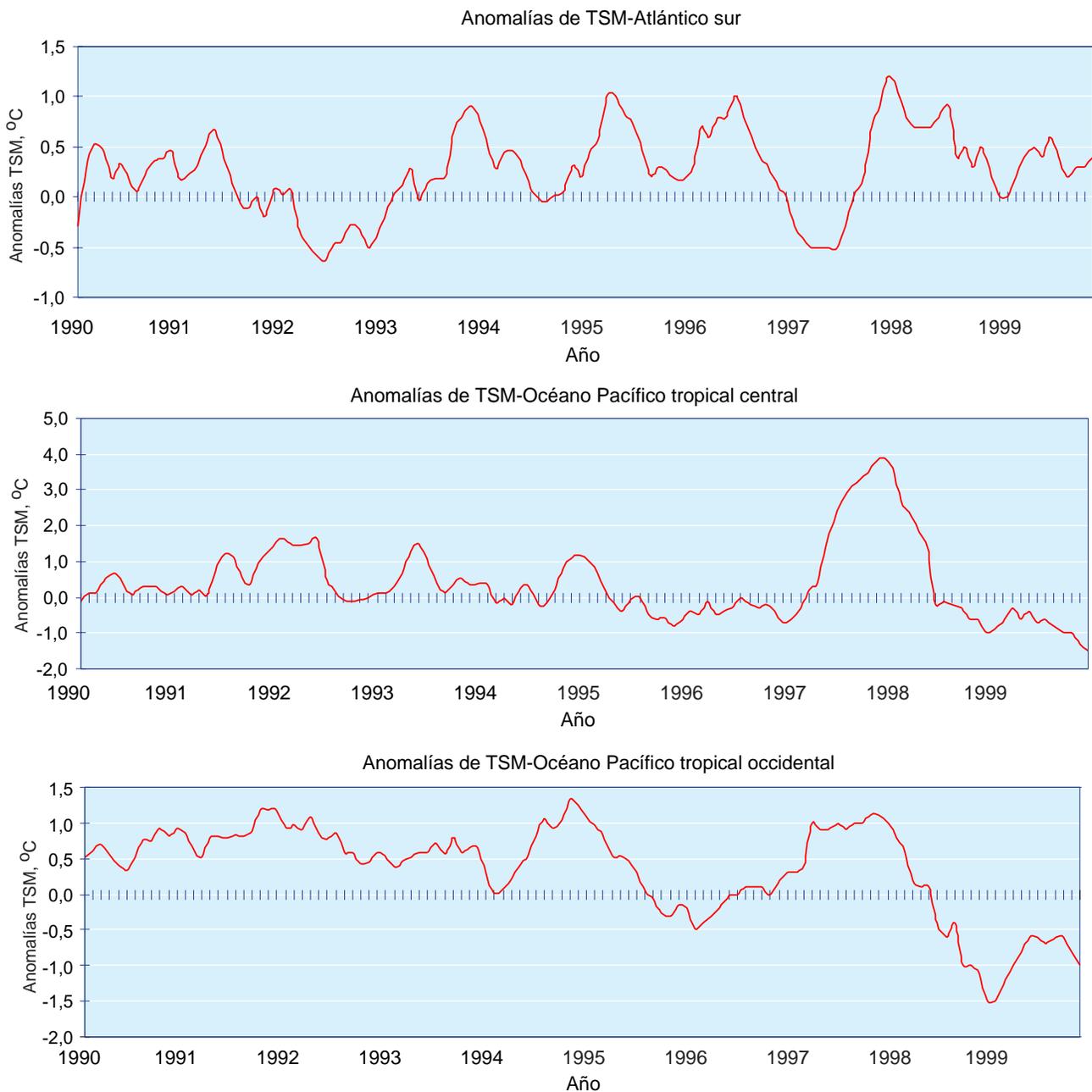


Figura 5.9. Secuencia de las anomalías de la temperatura superficial del mar en el Pacífico (a) tropical oriental, (b) central y (c) occidental. (Fuentes: IDEAM/NCEP/NOAA)

de la masa de agua. Algunos autores consideran que estas variaciones estacionales en el transporte generado por el viento del Caribe pueden ser una fuente de carácter cíclico anual del transporte de masa.

En el Caribe colombiano, el proceso de surgencia eleva aguas desde 150 y 200 m de profundidad (Donoso, 1990) y se extiende hasta 180 km mar afuera de la costa (Fajardo, 1978).

Un elemento importante de la circulación del Caribe colombiano, que vale la pena mencionar, es la contracorriente Panamá-Colombia, ocasionada por la variación de la intensidad y dirección de los vientos alisios. Esta con-

tracorriente se interrelaciona con el sistema de surgencia colombiano, en términos de la localización de la zona de convergencia de estas dos masas de agua, lo cual ocurre entre Urabá y las islas del Rosario en la estación seca. Como se mencionó anteriormente, en la estación húmeda no hay movimientos ascendentes. Así la contracorriente Panamá-Colombia avanza a lo largo de la costa colombiana hasta la Guajira, donde sus aguas son desviadas y arrastradas por la corriente central del mar Caribe.

En el Caribe colombiano la productividad del fitoplancton varía de acuerdo con las condiciones físicas, químicas y oceanográficas que predominan en de-

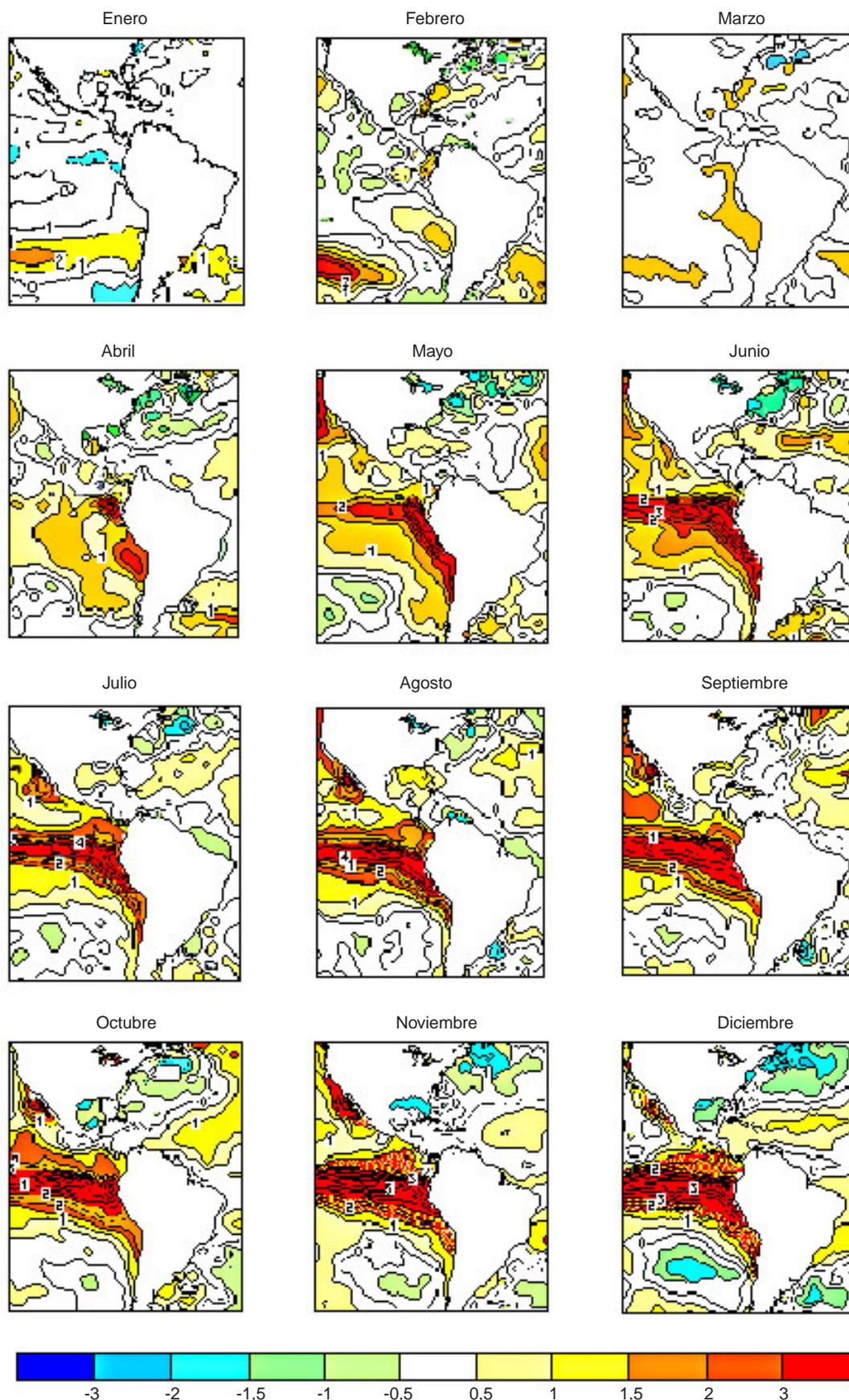


Figura 5.10. Comportamiento de las anomalías de la temperatura superficial del mar en el Pacífico y en el Atlántico durante 1997. (Fuente: *Climate Prediction Center/NCEP/NOAA*)

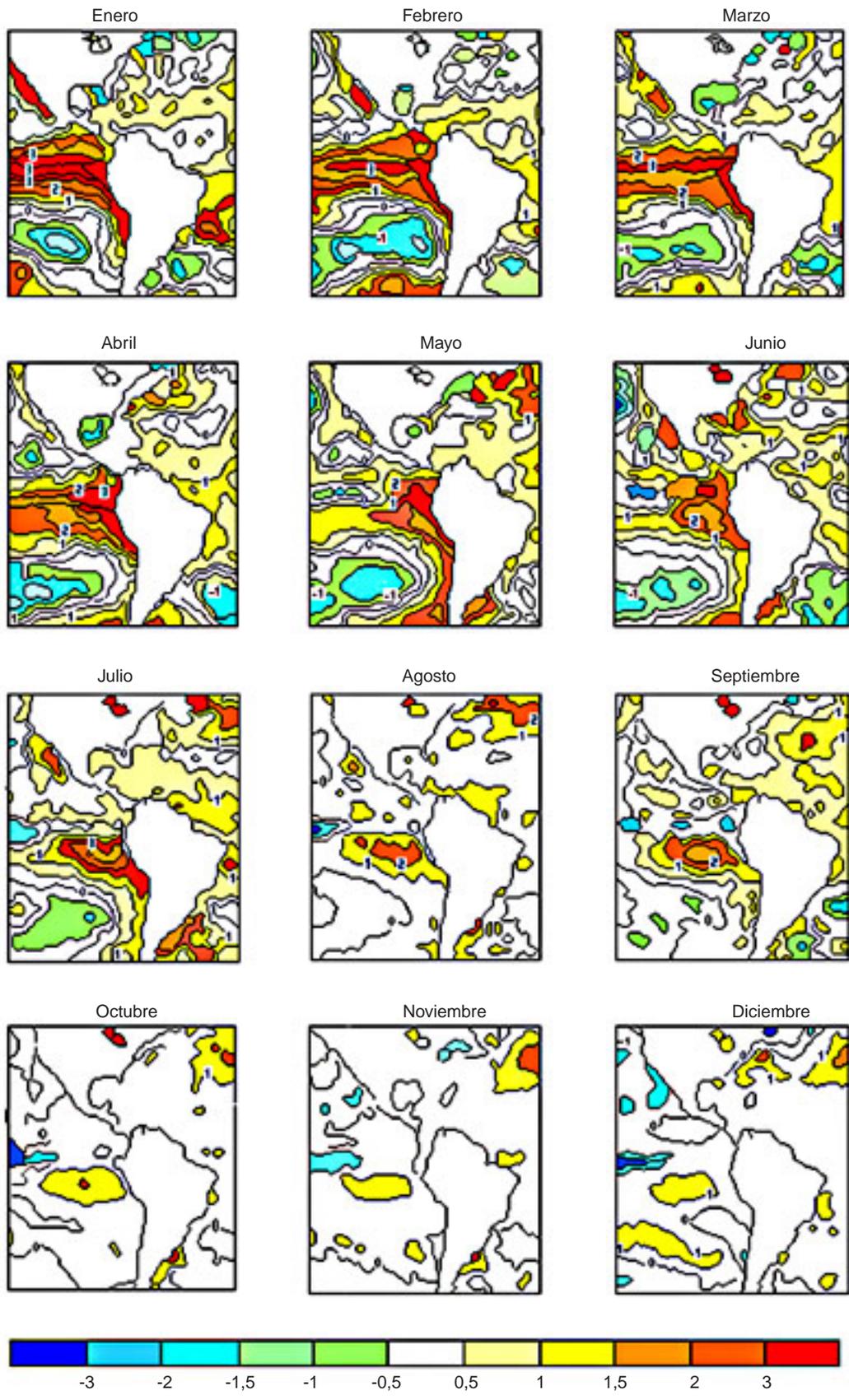


Figura 5.11. Comportamiento de las anomalías de la temperatura superficial del mar en el Pacífico y en el Atlántico durante 1998. (Fuentes: *Climate Prediction Center/NCEP/NOAA*)

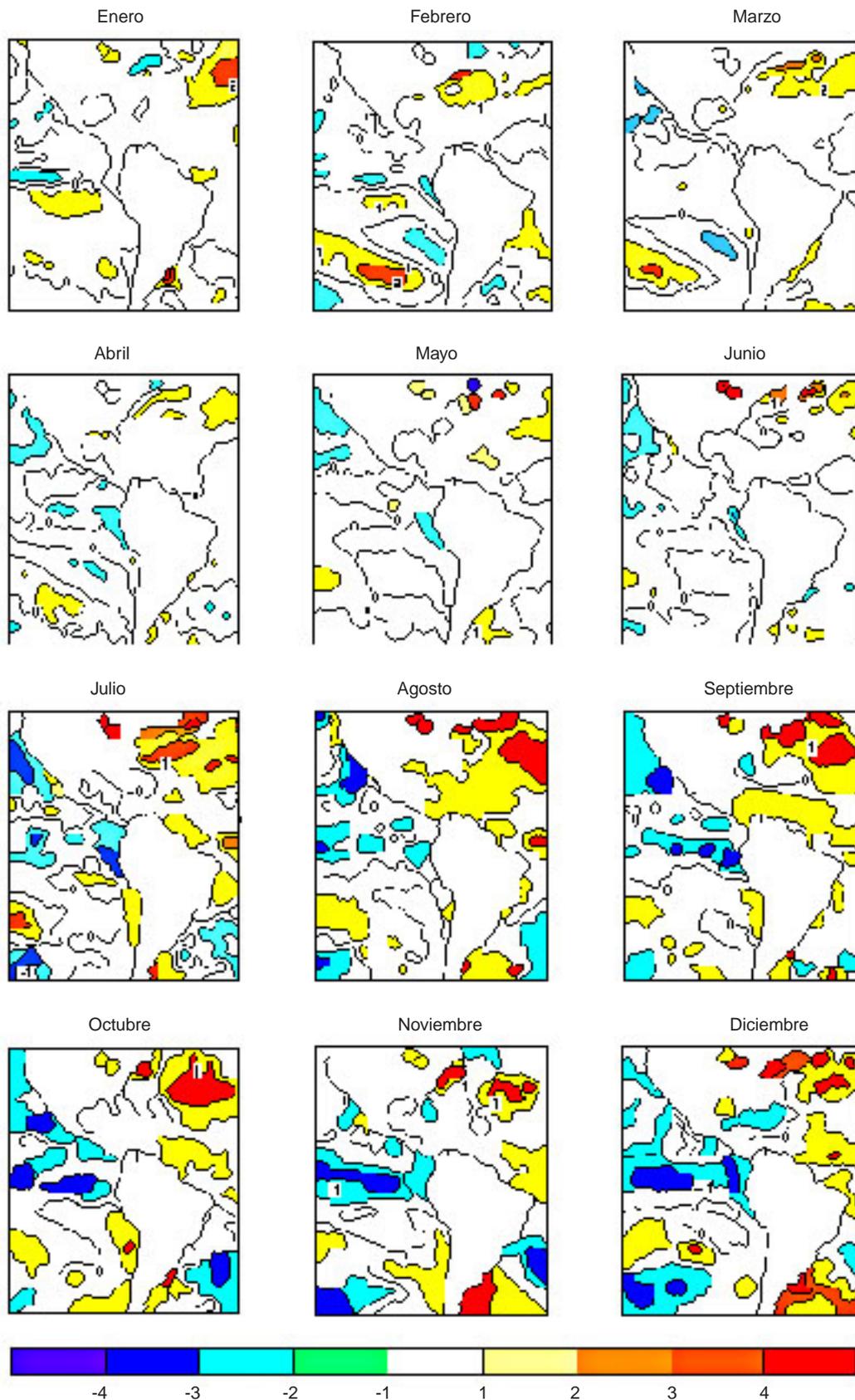


Figura 5.12. Comportamiento de las anomalías de la temperatura superficial del mar en el Pacífico y en el Atlántico durante 1999. (Fuentes: *Climate Prediction Center/NCEP/NOAA*)

terminada época del año. Esto quiere decir que durante el proceso de surgencia, ocurre la mayor productividad, mientras que en su ausencia la producción primaria disminuye (Bermúdez y Herrera, 1989; Colciencias-Inderena-Minagricultura, 1989).

Características generales del Pacífico colombiano

El área del océano Pacífico correspondiente a Colombia es de 330.000 km², los cuales se extienden desde el paralelo 1°22' norte hasta el paralelo 5°00' norte, y desde el meridiano 84°46' oeste hasta la costa; las áreas marítimas colombianas frente a Chocó forman un triángulo con vértices 5°00'N, 79°52'W; 7°2'N, 77°53'W y 5°00' N, 77°22'W. Incluye a la isla de Malpelo –la tierra emergente más occidental del territorio colombiano– y la isla de Gorgona. La profundidad media de esta área es de cerca 3.000 m; sin embargo, es posible encontrar profundidades cercanas a los 3.800 m.

Del análisis de la distribución superficial de temperatura se observa que la principal característica del Pacífico colombiano es la presencia de aguas relativamente frías provenientes del sur, que alcanzan, en promedio, los 2° de latitud norte; la existencia de estas aguas frías se comprueba aún sobre los 4° de latitud norte. En la zona costera, durante el transcurso del año el valor de la temperatura superficial del mar es en promedio 27 °C, alcanzando en ocasiones valores superiores.

En el Pacífico colombiano los valores de salinidad en la superficie del mar son bajos, generalmente no superan 32‰. El valor máximo de salinidad se registra en mayo, ingresando por el sur y alcanzando hasta 5° de latitud norte. En el tiempo restante del año, predominan los valores bajos de salinidad, 32‰ y menores. Los registros más bajos de salinidad se obtienen para la zona costera y varían entre 25‰ y 31‰.

El océano Pacífico colombiano se caracteriza por la confluencia de aguas de diverso origen: la corriente del Perú, la corriente Ecuatorial y la Ecuatorial Sur. La corriente del Perú avanza hacia el norte bañando el litoral del Pacífico colombiano, zona en la cual se forman surgencias, remolinos y aducciones.

Según Colciencias-Inderena-Minagricultura (1989), en el Pacífico colombiano se presentan afloramientos en varias localidades relacionadas con el régimen de circulación oceánica; éstos se producen alrededor de la isla Gorgona, en la zona de influencia del delta del río San Juan y al norte del cabo Corrientes, en donde ascienden aguas ricas en nutrientes, con bajas temperaturas y altas salinidades.

En el océano Pacífico colombiano, el proceso de surgencia eleva aguas de 100 m de profundidad (Colciencias-Inderena-Minagricultura, 1989); así mismo, se presenta una capa de mezcla caracterizada por la turbulencia y la casi homogeneidad de la temperatura y la salinidad, y su profundidad llega hasta los 150 m de profundidad (Donoso, 1990).

El Pacífico colombiano presenta una productividad de fitoplancton más alta que el mar Caribe, influenciada también por las condiciones físicas, químicas y oceanográficas que predominan en la zona en determinada época del año. Como se mencionó anteriormente, la producción primaria de fitoplancton es mayor en zonas de surgencia (isla Gorgona), y se presenta aproximadamente entre julio y noviembre; cuando desaparece este proceso, la producción primaria regresa a la normalidad (Colciencias-Inderena-Minagricultura, 1989).

Zonas costeras colombianas

Los litorales colombianos son espacios con alta sensibilidad a efectos sísmicos (*tsunamis* en el Pacífico), cambios climáticos, intervención humana y a los mismos procesos marinocontinentales. Las dos costas presentan diferencias: la Pacífica, por estar en un mar abierto, recibe una fuerte influencia del oleaje y las mareas, estas últimas alcanzan una variación de hasta 5-6 m; mientras que en la costa Caribe (un mar cerrado) rara vez la marea sube más de 60 cm. La costa Pacífica es sísmicamente muy activa debido a la cercanía de la zona de subducción, que a la vez crea allí un océano profundo. El Caribe, por el contrario, es más tranquilo y de aguas someras localmente.

Morfodinámica y amenazas naturales en el litoral Pacífico

En épocas recientes, el litoral Pacífico ha sido escenario de cambios ambientales asociados a procesos morfodinámicos, tales como erosión, *tsunamis*, inundaciones y deslizamientos, procesos naturales que afectan la población asentada, la infraestructura y los ecosistemas (*figura 5.16*).

Por su carácter tectónico de borde de placa, el litoral Pacífico ha sufrido varios eventos sísmicos de gran magnitud, como los ocurridos en 1906 y 1979, próximos a Tumaco, y en 1970 en Bahía Solano. Este tipo de fenómenos puede generar *tsunamis*, también llamados 'maremotos', sobre la línea de costa; su ocurrencia puede esperarse nuevamente en el futuro.

La historia del litoral también reporta erosión significativa sobre la costa en algunos sectores, tales como

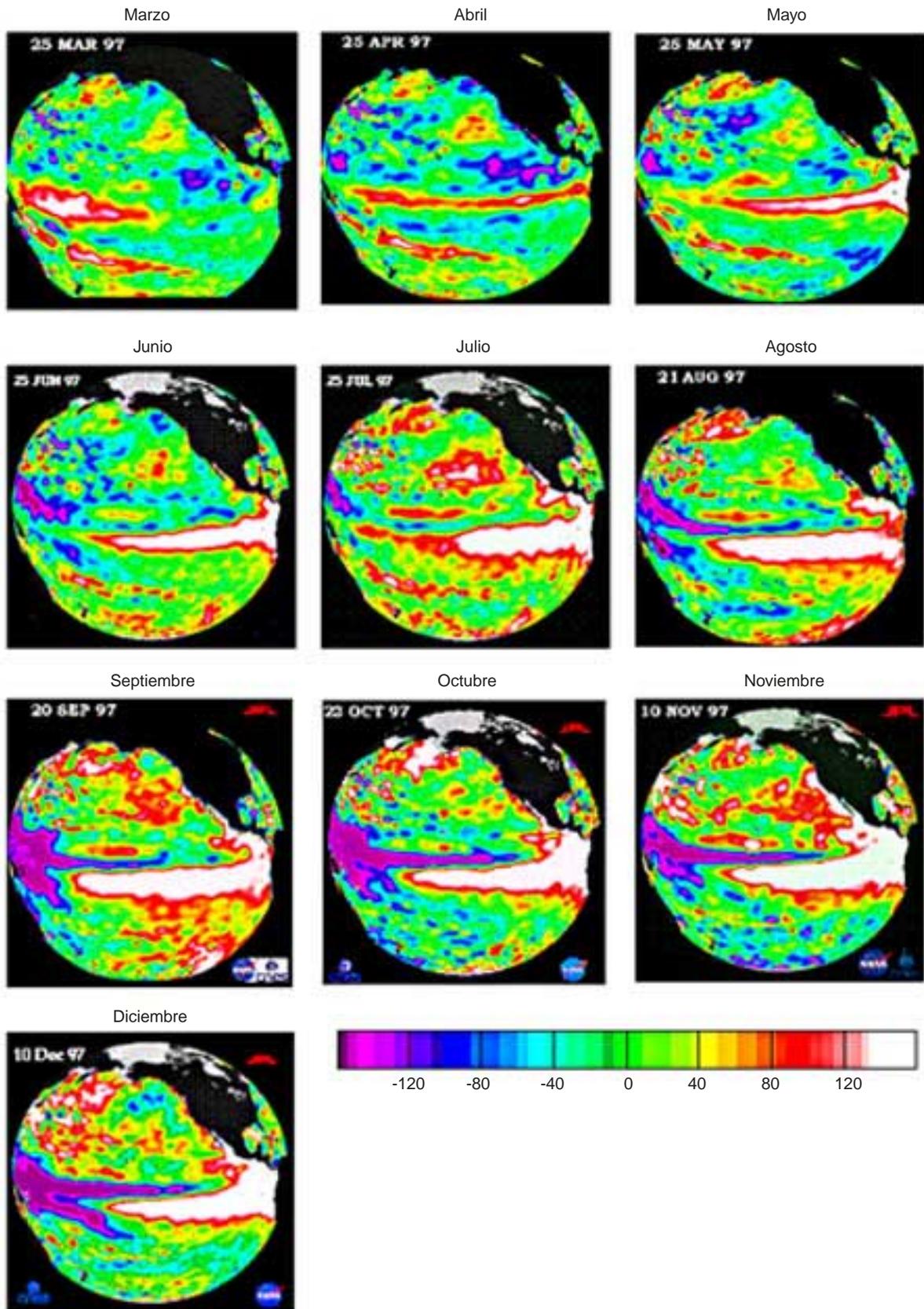


Figura 5.13. Comportamiento del nivel del mar en el Pacífico durante 1997, según las imágenes en el altímetro Topex/Poseidon. (Fuente: NASA-Jet Propulsion Laboratory)

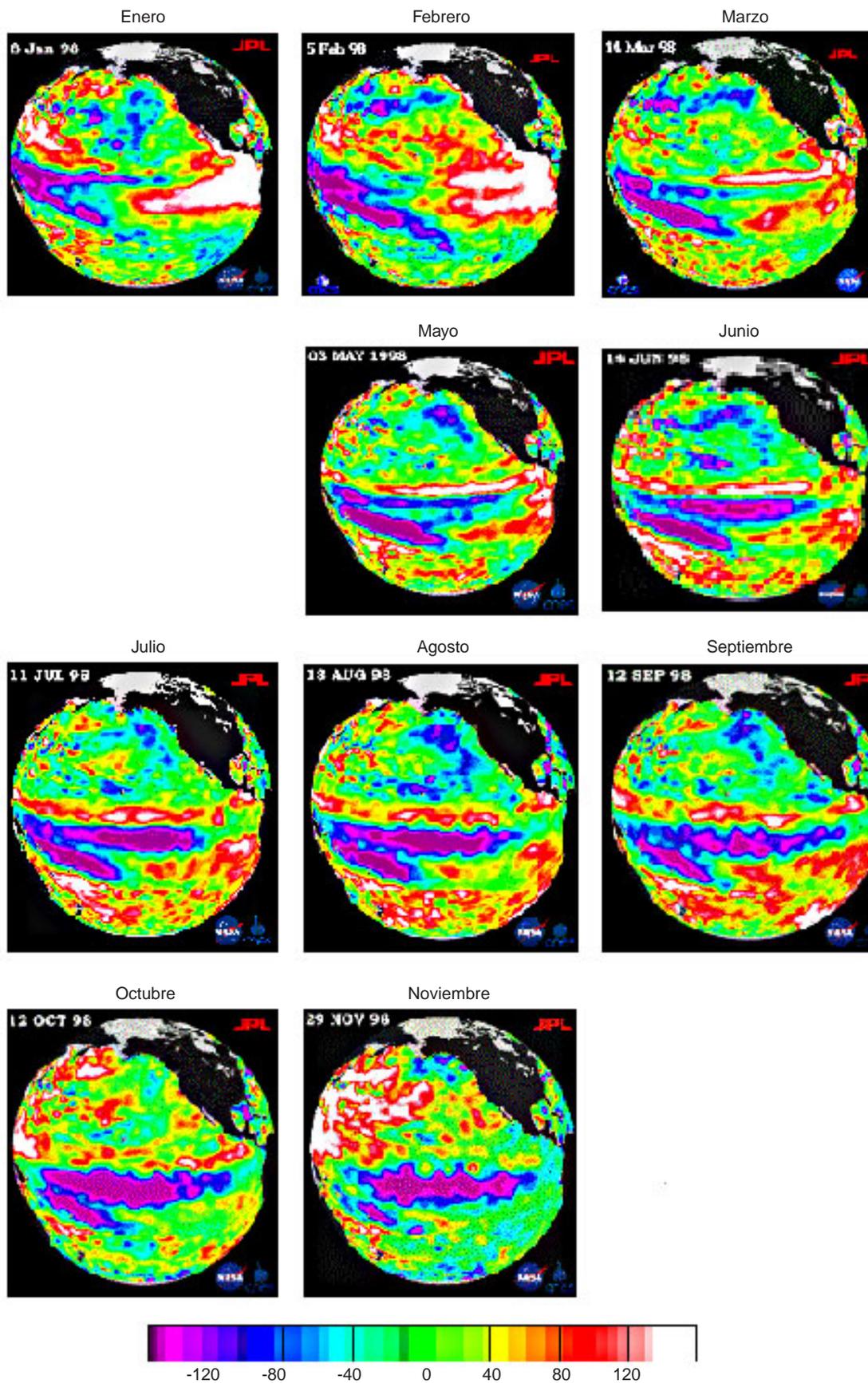


Figura 5.14. Comportamiento del nivel del mar en el Pacífico durante 1998, según las imágenes en el altímetro Topex/Poseidon. (Fuentes: NASA-Jet Propulsion Laboratory)

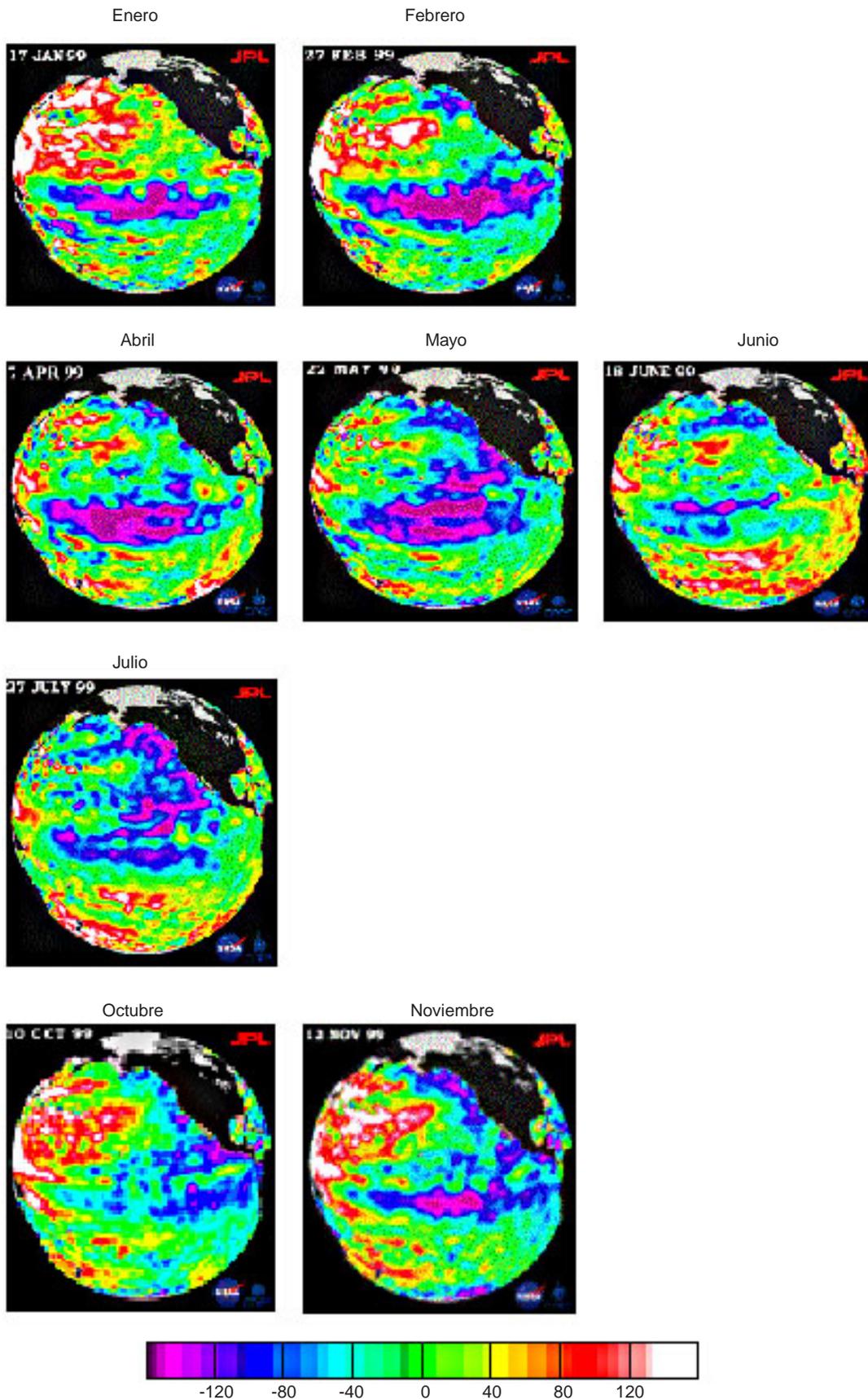


Figura 5.15. Comportamiento del nivel del mar en el Pacífico durante 1999, según las imágenes en el altímetro Topex/Poseidon. (Fuente: NASA-Jet Propulsion Laboratory)

San Juan de la Costa, en Nariño, y Sivirú, en el sur del Chocó, obligando a la reubicación parcial o total de las poblaciones. En forma similar, la gran torrencialidad de la región ha desencadenado inundaciones y deslizamientos, a veces con gran impacto sobre la población local. Las variaciones climáticas tales como el Fenómeno Cálido del Pacífico (El Niño) y el calentamiento global también han incidido en la dinámica litoral, incrementando las tasas de erosión de las costas y playas.

El caso dramático del delta del río Patía (Robertson *et al.*, 1996), desviado por intereses económicos por medio de un canal de 1,5 m iniciales para comunicar el curso medio del río Patía con el estero Sanquianga y el litoral Pacífico, demuestra el impacto potencial sobre los sistemas naturales y los asentamientos. Con el transcurso del tiempo, el canal se fue convirtiendo en el cauce principal, con 300 m de ancho, desviando la desembocadura del río más de 80 km.

Litorales y amenazas

El litoral actual constituye un grupo de geosistemas de los más recientemente conformados y cambiantes en la historia natural de Colombia. Las características geomorfológicas del litoral se entienden sobre la base de un control estructural (litología y tectónica) en su interacción con los cambios climáticos globales, que condicionan el nivel del mar; del trabajo permanente que ejerce el mar sobre los bordes continentales a través del oleaje y la marea; de la deriva litoral y de una sensible mediación antrópica, que influye en los procesos morfogénicos. Se parte de la caracterización geomorfológica para definir las amenazas naturales en el marco del cambio global, relacionado con el ascenso actual del nivel del mar, el consecuente avance marino y los efectos erosivos en el litoral.

El concepto de amenaza se entiende como la posible ocurrencia de procesos morfogénicos, que pueden afectar negativamente a los grupos humanos y a sus obras de infraestructura, o como la posibilidad de daño a los elementos sobre los que se organizan los espacios geográficos. Tales procesos pueden estar funcionando en el presente, y la amenaza se define en la proyección de su posible evolución.

A partir del conocimiento de los procesos morfogénicos y de la definición de la amenaza, ya se podrán postular reglamentaciones para manejo u ordenamiento ambiental y sustentar estudios de vulnerabilidad y riesgos como actividades posteriores a desarrollar por el Ideam, el Ministerio del Medio Ambiente, las corporaciones regionales u otras instituciones.



Figura 5.16. Marisma de mangle en la ensenada de Utría, Chocó. (Fotografía de NJ Martínez, 1997)

Geomorfología y unidades morfodinámicas

Los procesos morfodinámicos y estructurales del litoral Pacífico colombiano determinan una morfología costera que fue representada y cartografiada de acuerdo con las unidades sintetizadas en la *tabla 5.3*.

Morfodinámica litoral y deltaica

Para la descripción de los procesos morfodinámicos de la costa Pacífica de Colombia se divide el litoral en tres sectores geográficos: norte, central y sur. Esta división se basa en las diferencias estructurales, litológicas y dinámicas del litoral, agrupando una zona de serranías costeras al norte, otra de planicies marinas al centro y otra de deltas fluviovolcánicos al sur.

Sector norte

Para la zona norte, la costa Pacífica está dominada por acantilados y peñas en lavas de basaltos y diabasas, labradas por el embate del fuerte oleaje del océano Pacífico y preservadas gracias al actual levantamiento de la serranía del Baudó (Restrepo, 1970; Ramírez, 1971; Salcedo, 1995; Ideam-Universidad Nacional, 1997). En esta zona, los escasos afluentes fluviales que vierten hacia el Pacífico proporcionan un reducido volumen de sedimentos a las playas y a la costa, en general. Indicios de antiguos niveles marinos y valles aluviales colgantes, junto con la actividad sísmica presente (Escobar, 1987), sugieren un levantamiento activo de la zona costera y el predominio de procesos erosivos sobre la línea de costa (*mapa 5.1*).

Sector central

Al sur de la serranía del Baudó se presenta una transición morfológica de la costa abrupta chocoana a planicies litorales constituidas por terrazas marinas, sistemas de cordones y complejos deltaicos (*mapa 5.2*). La plani-

cie litoral corresponde a cordones litorales amplios (Coorea *et al.*, 1995) localmente afectados por procesos erosivos, resultantes de la variación de los aportes de las distintas bocas del río San Juan, que parece incidir en la llegada de sedimentos a las playas más al norte. La presencia de niveles de abrasión marinos (terrazas marinas de abrasión antiguas) y la incisión del cauce de los ríos principales (Baudó, Docampadó y San Juan) en las rocas terciarias indican un levantamiento tectónico lento pero continuo en esta región. Indicios preliminares sugieren que el río San Juan se desvió hacia el sur durante el Cuaternario Superior debido al levantamiento de la serranía costera (figura 5.17).

Sector sur

En el extremo sur de la costa Pacífica colombiana se presenta una evolución compleja del cono-delta del río Patía por los aportes fluviovolcánicos, procedentes de la cuenca alta en las cordilleras Central y Occidental y por los cambios en el nivel del mar (Robertson *et al.*, 1996) (mapa 5.3). Los numerosos paleocauces que surcan la superficie del cono-delta del Patía atestiguan frecuentes cambios en el curso del río durante el Holoceno. La presencia de un drenaje lateral bloqueado hacia el flanco sur del cono-delta sugiere un represamiento causado por los aportes fluviovolcánicos del Alto Patía, algo que no sucede con su afluente principal, el río Telembí.

A su vez, los cambios eustáticos del nivel del mar a principio del Holoceno probablemente facilitaron el paso del río por un antiguo alto estructural, correspondiente a las colinas miocénicas de la costa, y el desarrollo del delta reciente de Salahonda.

El último cambio del delta, inducido por la construcción del canal Naranjo en 1973 ha modificado sustancialmente la dinámica reciente del delta, provocando el ensanche del cauce Sanquianga y la erosión acelerada en el delta reciente de Salahonda, por déficit de sedimentos. Este cambio ha aprovechado varios tramos de cauces antiguos del río y un gradiente favorable, transporta actualmente más de 80% del caudal del río Patía y se considera como un proceso muy difícil de revertir.

Morfodinámica litoral y amenazas naturales

La costa chocoana del litoral Pacífico de Colombia está dominada por levantamiento tectónico activo, evidenciado por el afloramiento de rocas de corteza oceánica, terrazas marinas, valles aluviales colgantes y un alto grado de sismicidad. El levantamiento activo de esta costa hace que los ríos y deltas principales tengan cauces encajonados con desembocaduras estables, como son los ríos Baudó, Docampadó y San Juan.

Ambiente morfoestructural	
Sc - colinas: Scs, en rocas sedimentarias; Sci, en rocas igneosedimentarias Sl - lomeríos: Sls, en rocas sedimentarias; Sli, en rocas igneosedimentarias Se - cuchillas estructurales: Ses, en rocas sedimentarias; Sei, en rocas igneosedimentarias Sa - acantilados litorales Si - islotes rocosos	
Ambiente fluvial	
Fi - valle aluvial, llanura de inundación Fs - valle aluvial colgante Fd - vega de divagación Fvd - delta: Fvd1, reciente; Fvd2, subreciente	
Ambiente litoral	
Mt - terraza marina	Mt1, terraza marina subreciente Mt1d, disectada Mt2, terraza marina antigua Mt2d, disectada
Mc - cordón litoral	Mc1, cordón litoral reciente Mc2, cordón litoral subreciente
Mm - marisma de mangle	

Tabla 5.3. Clasificación de unidades morfodinámicas.

La unidad de acantilados, más sensible a los procesos de remoción en masa por la socavación marina y la alta sismicidad, representa una amenaza potencial para las poblaciones en expansión, como Bahía Solano y El Valle. A su vez, la actividad sísmica contribuye a la amenaza potencial de *tsunami* a lo largo de la costa, con un poder destructor mayor en las playas situadas sobre los cordones litorales actuales. Poblaciones expuestas a estos fenómenos incluyen a Juradó, Tribugá y el Valle, en el Chocó.

En el litoral central del Pacífico colombiano son comunes las planicies costeras bajas, constituidas por sedimentos fluvio-marinos en el sector entre Catripe (Chocó) y Guapi (Cauca). La planicie litoral presenta condiciones de marea y oleaje fuerte, con retroceso, local de los cordones litorales en grado variable, el cual depende de la configuración de las bocanas y los estuarios. Cambios periódicos en las desembocaduras de los ríos intermedios, como los casos del Dagua y el Anchicayá, cerca de Buenaventura, han modificado su aporte de sedimentos e inducido cambios locales en los procesos erosivos y de sedimentación de los cordones litorales. Algunos asentamientos humanos afectados por estos fenómenos incluyen a Sivirú, en el sur del Chocó, y la isla Soldado, en las proximidades de Buenaventura.

Sobre la costa nariñense, se encuentra un litoral dominado por sedimentos fluviovolcánicos, que conforman los deltas de los ríos Patía y Mira. Estos deltas presentan gran inestabilidad de sus sistemas fluviales, especialmente el sistema Patía-Telembí, que registra en su historia reciente evidencias de cambio de desembocadura. Más reciente, la construcción del canal Naranjo favoreció la rápida evolu-

Bahía de
Cupica

Océano
Pacífico

Ensenada
de Utría



Cabo
Corrientes

Escala 1:1'000.000

Mapa 5.1. Morfodinámica litoral y deltaica del sector norte de la costa Pacífica. (Fuente: IDEAM, 2000)



Figura 5.17. Destrucción de la marisma de mangle al sur de la población de Sivirú por efecto del oleaje, el cual ya destruyó el cordón litoral actual y produce retroceso de la línea de costa. (Fotografía de K Robertson, 1997)

ción del delta del Patía, al permitir el desvío del cauce que desembocaba en el delta reciente de Salahonda hacia el cauce del río Sanquianga (denominado ahora localmente río Patianga). Este cambio, ha producido en el delta de Salahonda un proceso erosivo acelerado y la salinización progresiva del estuario, en tanto que en el delta subreciente de Sanquianga, ahora reactivado por la llegada del nuevo cauce, se produce un lento proceso de ‘rejuvenecimiento’ por el aporte de sedimentos y la llegada de aguas dulces. Adicionalmente, el ensanche del río Patianga ha incrementado los fenómenos de erosión de orillas e inundaciones, afectando la población de Bocas de Satinga y los asentamientos cercanos.

Dinámica deltaica del río Patía

Los cambios deltaicos han sido frecuentes en la historia geológica del río Patía, tal como lo demuestra la presencia de numerosos paleocauces asociados al curso actual. Estudios históricos indican que estos cambios de cauce han sido comunes en la historia del delta; como referencia puede citarse a la isla del Gallo, presente cuando Pizarro avanzó hacia el Perú en 1530 y ahora conectada a la costa por medio del aporte de sedimentos provenientes del delta reciente del Patía, un proceso que duró menos de 500 años, y que ocurrió durante la última mitad de este milenio.

Aunque estos procesos tienen un impacto nocivo para la población, son inherentes a la evolución normal de los deltas, aun sin la intervención humana. Obras de encausamiento, tales como el dragado del antiguo cauce y la construcción de espolones direccionales, pueden mitigar los cambios, pero la tendencia a largo plazo favorece al ensanche del nuevo cauce y a la colmatación del antiguo (figura 5.18), de acuerdo con el estudio de Ideam-Universidad Nacional (1997).

Algunos de los efectos de la acción antrópica sobre la naturaleza se evidencian en los procesos de adaptación humana, como el relleno de esteros, la modificación de los cursos de los ríos, la construcción de canales y la reducción de especies de árboles maderables. Estas modificaciones del medio ambiente, a veces en pequeña escala, pueden ocasionar efectos de gran magnitud como es el caso notable de la construcción del canal Naranjo.

Unidades morfodinámicas y procesos naturales

Las principales unidades morfodinámicas del litoral Pacífico colombiano y sus procesos naturales más relevantes son los siguientes:

- *Cordones litorales (Mc)*: afectados por procesos de erosión litoral y *tsunami*. Esta unidad involucra el 16% de la población total de la región e incluye asentamientos tales como Sivirú, en el Chocó, y San Juan de la Costa, en Nariño. Aunque baja en población, esta unidad presenta tendencia de ocupación acelerada por causa del desarrollo turístico, como son los casos de Nuquí, Panguí y El Valle, en el Chocó.
- *Acantilados (Sa)*: la amenaza potencial es por deslizamientos y *tsunami*. Esta unidad altamente inestable es casi carente de población.
- *Playas en equilibrio*: ofrecen amenaza potencial por tsunamis. Aunque es baja en población, esta unidad presenta tendencia demográfica acelerada por causa del desarrollo turístico, como son los casos de Nuquí, Panguí, El Valle y Tumaco.
- *Colinas y lomeros (Sc y Sl)*: presentan amenaza potencial por deslizamientos. Aunque por ocupación representa una gran parte de la población asentada en el litoral (40%), casi toda está concentrada en Buenaventura.
- *Deltas (Fvd) y llanuras de inundación (Fi)*: sus amenazas potenciales son las inundaciones y la migración de cauces. Sobre ellas se ubica población dispersa.
- *Islotes rocosos (Si)*: es afectada por los procesos de erosión litoral y *tsunami*. La población es casi nula en esta unidad.
- *Marismas o estuarios (Mm)*: presenta pocos procesos adversos; el más importante es la amenaza por inundación ante el ascenso acelerado del nivel del mar. Aunque su ocupación en general es baja, en ella se asienta una gran parte de la población (38%), en su mayor proporción concentrada en la ciudad de Buenaventura.

Ensenada
de Catripe

Ensenada
Docampado

Océano
Pacífico

Bahía de
Buenaventura

Escala: 1: 1'000.000



Mapa 5.2. Morfodinámica litoral y deltaica del sector central de la costa Pacífica. (Fuente: IDEAM, 2000)

Morfodinámica y amenazas naturales en el litoral Caribe

Valle del Sinú

El valle del Sinú revela un conjunto de elementos aluviales relacionados con los procesos de inundación, como diques aluviales, vegas de divagación, cubetas de inundación y depósitos de piedemonte, además del sistema de pantanos y ciénagas permanentes asociadas. Adicionalmente, se aprecian numerosos paleocauces sobre sus márgenes. Superpuesto sobre este paisaje aluvial, se desarrolla una intensa actividad humana que se extiende, desde las culturas precolombinas de los zenúes hasta las obras hidráulicas de hoy en día.

Los diques aluviales se asocian con los ríos activos y los cauces abandonados y son el producto de los fenómenos de desborde y sedimentación laminar lateral. También son comunes las vegas de divagación en el tramo medio-alto del río Sinú, en tanto que estas geoformas tienden a desaparecer hacia el ambiente deltaico. La zona de migración lateral del río Sinú incluye el cauce menor y los complejos de orillares, generalmente bordeados por diques aluviales laterales y presentes en el sector entre Tierralta y Las Palomas y en forma transicional hasta Montería y Cereté, en Córdoba.

Dispuestas en forma perpendicular al río se desarrollan las cubetas de inundación, que actúan como depresiones receptoras de los excedentes de las aguas de desborde y de sedimentos finos. Relacionados con esta dinámica fluvial y las inundaciones periódicas, se encuentran los pantanos y ciénagas permanentes, verdaderos sistemas de amortiguación y almacenamiento de los excedentes de caudales y lluvias locales. Como responsables de las inundaciones en el valle del Sinú, tres factores son considerados como principales: los desbordes, el encharcamiento y los aportes laterales.

El complejo de ciénagas y pantanos, conformantes del sistema de humedales, debe entenderse como un gran sistema de amortiguación y regulación de caudales 'pico' y lluvias locales excesivas que, gracias a esta función, le permiten mantener los ecosistemas que son base del sustento de la población localizada a su alrededor. De esto se deduce la importancia de la preservación y manejo sostenible del sistema de humedales, centrados en el complejo de las ciénagas de Lorica y Betancí y la bahía de Cispatá.

Las unidades morfodinámicas más afectadas por los fenómenos de inundación son: las ciénagas dulces, las zonas cenagosas con pantanos, la llanura de inundación na-

tural, la llanura de inundación antropizada y la vega de divagación. Adicionalmente existen otras unidades, como piedemontes coluvioaluviales, diques aluviales y los complejos deltaicos actuales, que sufren problemas similares pero con magnitud y/o duración mucho menor.

El delta del Sinú es uno de los más dinámicos del país, conservando posiciones metaestables durante lapsos aproximados de 100 años. Este comportamiento genera, a largo plazo, un desarrollo inestable y favorece los procesos de avulsión o cambio de curso del río y su delta.

Litoral central del Caribe

El litoral comprendido entre el delta de Tinajones del río Sinú y Pasacaballos, al sur de la bahía de Cartagena, se caracteriza por la presencia de extensas llanuras costeras y deltaicas y un paisaje de colinas bajas a nivel, que localmente alcanzan el litoral formando terrazas y acantilados. Al sur se destaca la bahía de Cispatá, con aguas tranquilas y poco profundas, asociada con un importante desarrollo de manglares próximo al nuevo delta del Sinú. Esta bahía fue la cuenca receptora de los sedimentos del Sinú hasta mediados del siglo, y dentro de ella se formó el delta reciente de Cispatá.

En la zona central, el golfo de Morrosquillo representa un litoral semicerrado, con poco aporte de sedimentos continentales y predominio de sedimentación marina. Más al norte, predomina el litoral de terrazas y acantilados bajos, labrados sobre rocas terciarias. En la actualidad se desarrollan procesos erosivos en el golfo de Morrosquillo debidos a la fuerte intervención antrópica, lo que ha generado serios problemas de estabilidad en los cordones litorales y las terrazas. Se suma a esta problemática, la tendencia actual de ascenso del nivel del mar a nivel global, que podría acelerar los procesos erosivos existentes y provocar la inundación de importantes sectores litorales y la reactivación de antiguos sistemas lagunares costeros.

Ante un ascenso acelerado del nivel del mar se pueden esperar algunos cambios importantes y preocupantes en el sector litoral, los cuales ya empiezan a manifestarse. Donde existen costas altas con terrazas marinas, paleoacantilados y arrecifes coralinos saludables, el aporte de biosedimentos a las playas deberá mantener la estabilidad de la línea de costa.

En el caso de un deterioro de las colonias de coral por actividad antrópica, la línea de costa y las playas actuales sufrirán la aceleración de los procesos erosivos por déficit de sedimentos. En cambio, las costas bajas del golfo de Morrosquillo evidenciarán un incremento en los procesos erosivos con el eventual aumento del nivel

Océano Pacífico

Isla Gorgona

Bahía Guapí

Bahía de
Tumaco

Escala: 1: 1'500.000



Mapa 5.3. Morfodinámica litoral y deltaica del sector sur de la costa Pacífica. (Fuente: IDEAM, 2000)

del mar, procesos ya presentes en la actualidad por la interrupción de la deriva litoral de sedimentos por la actividad humana.

En los deltas activos actualmente se podría pensar, que el ascenso del nivel del mar frenará la progradación deltaica sin generar procesos de degradación avanzada en el litoral. Sin embargo, dada la poca consistencia y baja compactación de los sedimentos, no se pueden descartar pérdidas locales a lo largo de la línea de costa.

Canal del Dique

El valle aluvial del canal del Dique corresponde a un conjunto de ciénagas, pantanos y llanuras de inundación interconectadas por caños y paleocauces, sobre los cuales se sobrepone el actual canal navegable. En la actualidad este canal riega una vasta zona de inundación, alimenta numerosas ciénagas y vierte finalmente sus aguas en las bahías de Barbacoas y Cartagena, causando un gran impacto ambiental negativo.

El funcionamiento del valle aluvial está controlado, hoy en día, por el nivel de las aguas del canal, regulando las funciones de flujo y reflujos con las ciénagas y humedales. A su vez, este sistema fluviolacustre drena hacia el mar en la bahía de Barbacoas, nivel de base regional para todo el sistema de aguas superficiales. La regulación del canal por el nivel del río Magdalena convierte al canal del Dique en un brazo efectivo del mismo río, sujeto al vaivén de sus caudales.

Morfológicamente el canal del Dique se divide en cuatro áreas: a) una zona estructural de colinas y piedemontes, que marca la transición de las zonas bajas hacia las serranías; b) la llanura de inundación del Magdalena, zona de inundación periódica y de desborde, que se extiende desde Calamar hasta la zona de colinas bajas de Soplaviento; c) el valle del canal del Dique, delimitado por las serranías de San Jacinto y Luruaco, entre los estrechos estructurales de Soplaviento y Correa, y d) el delta de Barbacoas, constituido por el sector fluvio-marino situado al occidente del estrecho de Correa.

El crecimiento deltaico de la bahía de Barbacoas es reciente y muestra una progradación rápida, que ocurre sólo desde mediados de este siglo y aun más reciente. Adicionalmente, evidencias de un retroceso de la línea de costa de la zona central del delta de Barbacoas puede apreciarse, sugiriendo condiciones erosivas durante gran parte de la historia reciente del delta, tendencia que sólo hasta ahora es contrarrestada por los aportes del canal del Dique. De este modo, el valle del canal del Dique y el delta de la bahía de Barbacoas parecen haber tenido un origen antiguo y poco relacionado con la actividad

antrópica y el propio canal. Esta antigüedad aún no se ha establecido por la ausencia de datos registrados, pero el nivel similar del delta respecto al nivel del mar actual, permite presumir que no es tan lejano su periodo de formación.

Fenómenos en áreas marítimas colombianas

Océano Pacífico

En el Pacífico colombiano y en el área costera del territorio nacional se presenta una amplia gama de fenómenos marinos que van, desde las mareas, marejadas de tempestad, paso de ondas Kelvin costeras, hasta fenómenos de gran escala espaciotemporal, como el Fenómeno Cálido del Pacífico (El Niño). La costa Pacífica colombiana también es susceptible a verse afectada por *tsunamis*.

Las mareas en la costa Pacífica colombiana tienen gran amplitud (diferencia entre la pleamar y la bajamar): durante las mareas más altas del año se puede presentar el ingreso de las aguas del mar a las áreas bajas pobladas de diferentes localidades de la costa, particularmente en el sector sur. Este proceso natural puede llegar a constituirse en amenaza para las poblaciones costeras y ser la causa de pérdidas de bienes y de interrupción de servicios.

En el océano Pacífico colombiano es posible observar el mar de leva y mareas de tormenta, con mayor frecuencia, en los meses de marzo a noviembre.

A través de la costa se desplazan ondas de gran escala (varias decenas de kilómetros) y de baja frecuencia que pueden producir incrementos temporales –de semanas o un par de meses– del nivel del mar. Este incremento, sumado a otros fenómenos como las mareas, las mareas de tempestad o al oleaje alto, pueden también ser una amenaza para las poblaciones de la costa Pacífica colombiana.

La llegada de la onda Kelvin ecuatorial, asociada a un Fenómeno Cálido del Pacífico (El Niño), a la costa Pacífica suramericana se manifiesta con incremento del nivel del mar durante algunos meses, particularmente en el sector sur. Este incremento es del orden de los 20-40 cm.

Durante los fenómenos El Niño se acentúa la acción de las ondas Kelvin costeras, que se trasladan por la costa Pacífica colombiana, de sur a norte, produciendo incrementos periódicos –de uno o dos meses– del nivel del mar.

Estos incrementos del nivel del mar, junto con otros fenómenos de alta frecuencia como alto oleaje, mar de leva, etc., pueden producir daños a bienes y servicios, y destrucción de la infraestructura de la zona costera.

Finalmente, la costa Pacífica colombiana es propensa a los *tsunamis*. Uno de estos eventos, registrado en 1979, afectó las poblaciones de la parte sur de la costa: la ciudad de Tumaco se vio seriamente afectada por este fenómeno, denominado ‘ola negra’ u ‘ola de visita’ por los habitantes de la región. Un núcleo de población menor –San Juan– fue totalmente destruido por dicho evento.

Mar Caribe

En las áreas marítimas colombianas del mar Caribe, los fenómenos más destacados son el alto oleaje, relacionado con el paso de sistemas atmosféricos de escala sinóptica, como las vaguadas y los ciclones tropicales.

La costa Caribe y las islas colombianas en el Caribe se pueden ver afectadas por el mar de leva, fenómeno que en esta región es más frecuente durante los meses de diciembre a febrero (invierno del hemisferio Norte), cuando las vaguadas asociadas a frentes atmosféricos de latitudes medias alcanzan las latitudes más bajas.

De junio a noviembre, la zona costera e insular es susceptible de verse afectada por mareas de tormenta y mar de leva, debido a la acción de los ciclones tropicales (depresiones, tormentas y huracanes), frecuentes en el Caribe por esta época del año.

La amplitud de las mareas en el Caribe es menor que en el Pacífico y, por lo general, estas variaciones no resultan desastrosas para los bienes y los servicios de esta región.

El Niño en el Pacífico colombiano

El Fenómeno Cálido del Pacífico (El Niño) produce un cambio en las aguas costeras del océano Pacífico, que usualmente tienen temperaturas entre 25 y 26 °C, por condiciones oceánicas de aguas más cálidas. La temperatura de la superficie del mar en el océano Pacífico colombiano presenta incrementos importantes en épocas de fenómenos El Niño. Las anomalías de la temperatura superficial del mar en amplias regiones pueden ascender 2-3 °C por encima de lo normal.

El aumento de la temperatura superficial y subsuperficial del agua en el Pacífico colombiano produce un cambio considerable en las condiciones ambientales del mar, dando lugar a una emigración masiva de las especies y a la inmigración de otras poco comunes en estas áreas marítimas. Este cambio, no sólo repercute en la distribución de las especies planctónicas y bentónicas, como el camarón, sino también en las especies de peces y de otros animales con rutas largas de migración, como en el caso de las tortugas marinas y las ballenas.



Figura 5.18. Destrucción de las orillas del río Patía por ensanchamiento del cauce actual, al occidente de la población de Fátima. (Fotografía de NJ Martínez, 1997)

Con la ocurrencia del fenómeno, el nivel medio del mar en diferentes puntos de la costa Pacífica colombiana también presenta incrementos, los cuales varían entre 20 y 40 cm, creándose condiciones para que las pleamares alcancen mayores alturas y se presenten invasiones de agua en las partes bajas del litoral, afectando las poblaciones costeras. El oleaje que se desarrolla sobre este nivel más alto produce consecuencias similares.

Elevación del nivel del mar en zonas costeras colombianas

Es importante conocer si existe alguna manifestación, en el territorio colombiano, del fenómeno global de la elevación del nivel del mar.

Análisis realizados en el Ideam (Rangel y Montealegre, 1997), muestran una ligera tendencia al incremento del nivel medio del mar en Tumaco y Buenaventura en los últimos tres decenios. El incremento estimado es del orden de 3-5 cm en los últimos 25 años, lo cual arroja una tasa de crecimiento de 1,2-2,0 mm por año. Aunque este ritmo de la elevación está acorde con las tendencias globales del incremento del nivel del mar, se trata de magnitudes pequeñas que deben ser consideradas como estimativos preliminares y manejadas con precaución.

Es conveniente tener en cuenta el efecto de la activa dinámica geomorfológica del litoral Pacífico y, particularmente, el proceso tectónico de levantamiento de la placa Suramericana. Por ejemplo, el sector norte del Pacífico, correspondiente a la costa del departamento del Chocó, presenta claros indicios de levantamiento de la corteza, pudiendo afectar las estimaciones sobre el incremento del nivel del mar para esta área. No obstante, según los estudios geomorfológicos del Ideam, el sector sur del litoral Pacífico colombiano, donde están ubica-

das las estaciones mareográficas analizadas, es relativamente estable dentro de las escalas de tiempo (en promedio, periodos de 100 años) en las que se está presentando el incremento del nivel del mar a causa del calentamiento global. Sin embargo, para periodos mayores de 100 años es conveniente incluir en el análisis al comportamiento del levantamiento de la corteza.

Es conveniente anotar que el incremento del nivel del mar podría generar problemas en la zona costera colombiana, teniendo en cuenta la elevación del mar por el calentamiento global.

Intercambio de CO₂ en aguas marítimas colombianas

El intercambio de CO₂ en aguas marítimas colombianas está dado por las condiciones físicas, químicas y biológicas que se presentan en el mar Caribe y en el océano Pacífico colombianos.

De acuerdo con algunas estimaciones de los flujos de CO₂ entre el océano y la atmósfera realizados en el Ideam (Rojas y Pabón, 1997), se considera que tanto el Caribe como el Pacífico colombianos son sumideros de dióxido de carbono. Sin embargo, la absorción de CO₂ en el océano Pacífico es más acentuada que en el mar Caribe, posiblemente a causa de una mayor actividad biológica y al proceso de surgencia, que se presenta en el Pacífico durante el mes de agosto.

Si se considera la temperatura superficial del mar, se destacan dos zonas con captura acentuada de CO₂ atmosférico: una está ubicada en el mar Caribe, frente al cabo San Juan de Guía, y la otra, frente a la costa Pacífica, en el sector comprendido entre Punta Solano y Boca Venado.

Aunque por el factor biológico la intensidad del intercambio es menor, en el Pacífico se destaca el sector de la isla Gorgona como un área donde la captura es más marcada por causa de este factor.

Actividad biológica en áreas marítimas de Colombia

El análisis preliminar sobre la actividad biológica del fitoplancton para el mar Caribe y el océano Pacífico colombianos, se realiza a partir de las imágenes de color del océano suministradas por el *Coastal Zone Color Scanner* (CZCS), entre noviembre de 1978 y agosto de 1986. La información fue tomada de NASA/GSFC (2000). Se hace el análisis de la distribución general, la estacional y, para

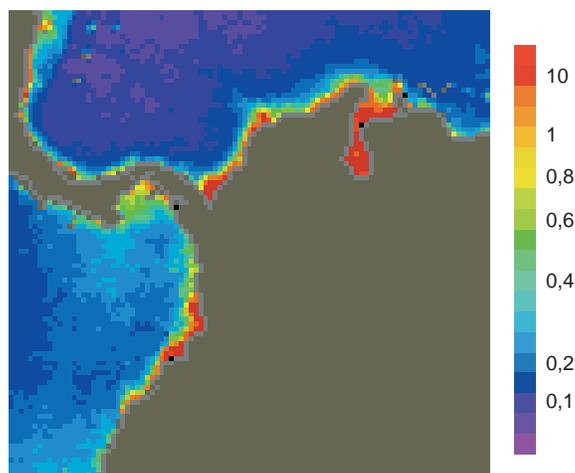


Figura 5.19. Color del océano en el territorio marítimo colombiano (1978-1986), según composición obtenida de las imágenes del *Coastal Zone Color Scanner*. (Fuentes: NASA/GSFC, 2000)

el Pacífico, las diferencias en la distribución con condiciones de fenómenos Cálido (El Niño) y Frío (La Niña) del Pacífico.

Distribución general de pigmentos de fitoplancton

La concentración de los pigmentos del fitoplancton en el mar Caribe colombiano es de gran magnitud y relativamente homogénea, desde la bahía Cosinetas, en La Guajira, hasta el golfo de Urabá, con valores cercanos a 10 mg/m³; sin embargo, la concentración de los pigmentos del fitoplancton disminuye notablemente en dos zonas, con valores que oscilan entre 0,4 y 0,8 mg/m³: desde punta Gorda hasta punta Gallinas (en la Guajira) y desde el cabo San Agustín hasta el de la Aguja (figura 5.19).

Existe una gran actividad biológica en la costa Caribe sur (golfo de Urabá), en las islas del Rosario y en la desembocadura del río Magdalena, y con menor intensidad, en la Guajira. Esta última puede deberse a que la productividad del fitoplancton está influenciada por los procesos de surgencia que se presentan en estas regiones (Cabrera y Donoso, 1992; Fajardo, 1978), ya que la mayor producción primaria se presenta durante el aporte de nutrientes en el proceso de surgencia, mientras que la productividad disminuye en ausencia de este fenómeno. En las desembocaduras de los ríos Magdalena (bocas de Ceniza) y Atrato (golfo de Urabá), se presenta una gran actividad biológica, influenciada tal vez por el proceso de surgencia que ocurre en el golfo de Urabá (Donoso, 1990) y por el aporte de nutrientes de los ríos al océano (Arias, 1977; Donoso, 1990).

En el océano Pacífico, la concentración de los pigmentos del fitoplancton es heterogénea a lo largo de la costa, don-

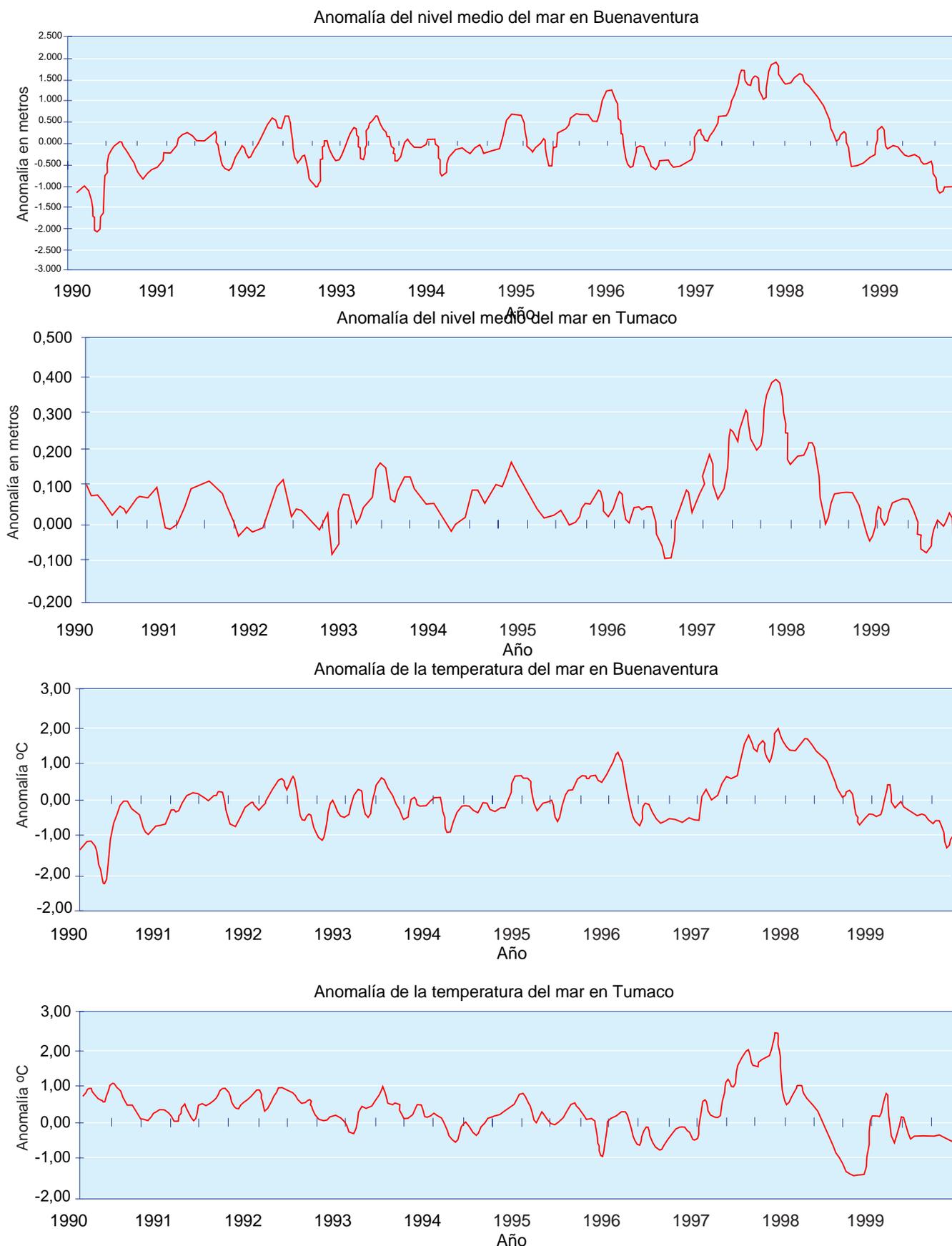


Figura 5.20. Anomalías de temperatura superficial del mar y nivel del mar para Tumaco y Buenaventura. (Fuente: IDEAM)

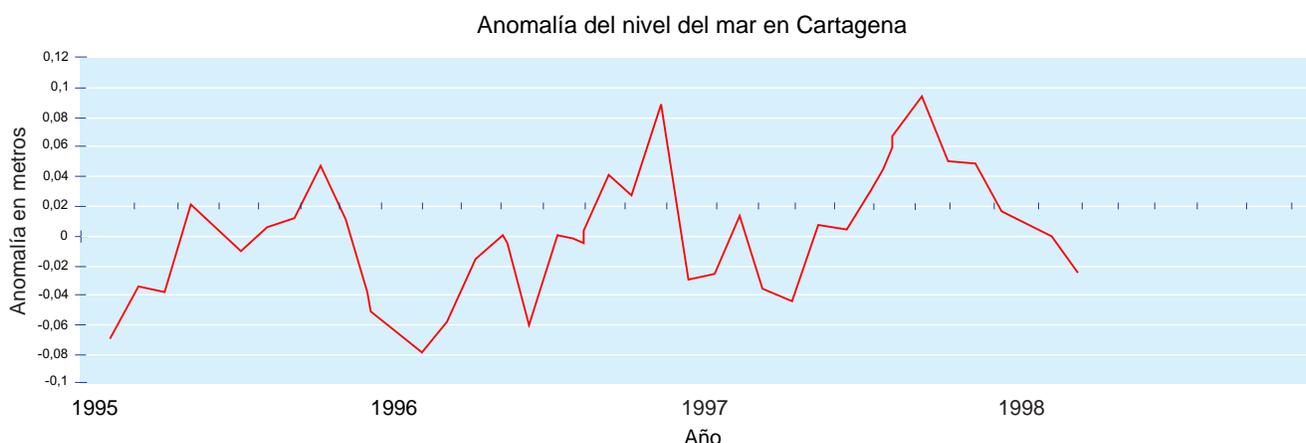


Figura 5.21. Anomalías de temperatura superficial del mar y nivel del mar para Cartagena e islas del Rosario. (Fuente: IDEAM)

de se observan dos zonas muy marcadas: la primera zona (hacia el norte) está comprendida entre punto Equidistante hasta ensenada Coquí, en donde la concentración de los pigmentos del fitoplancton fluctúa entre 0,2 y 0,5 mg/m³; la segunda zona (hacia el sur) se encuentra entre cabo Corrientes y cabo Manglares, en donde la concentración de los pigmentos fitoplanctónicos aumenta notablemente, con valores aproximados entre 8 y 10 mg/m³.

La mayor actividad biológica en el Pacífico colombiano se evidencia alrededor de la isla Gorgona, en la zona de influencia del delta del río San Juan y al norte de cabo Corrientes, regiones en las cuales ocurre el fenómeno de la surgencia, con el ascenso de aguas ricas en nutrientes, bajas temperaturas y altas salinidades (Colciencias-Inderena-Minagricultura y otros, 1989). Por tal razón, en las desembocaduras del río San Juan –entre boca Charambira y boca San Juan– y del río Patía –entre bahía Bajagual y bahía Salahonda– existe una actividad biológica marcada del fitoplancton.

En la región oceánica del mar Caribe y del Pacífico colombianos, la concentración de los pigmentos del fitoplancton tiende a disminuir gradualmente desde la costa hacia mar abierto, presentando valores que varían entre 0,2 y 0,8 mg/m³.

Comparativamente, según la imagen analizada, el Pacífico colombiano presenta mayor área con actividad biológica que el Caribe, lo cual coincide con lo establecido por Colciencias-Inderena-Minagricultura y otros (1989), basados en mediciones *in situ*.

Condiciones en áreas marítimas colombianas (1995-1999)

Los procesos que se desarrollaron en los océanos Pacífico y Atlántico durante el periodo 1995-1999 tuvieron

manifestaciones particulares en las áreas marítimas colombianas, particularmente en la zona costera. A continuación se presenta un análisis de estas particularidades, tomando como base los datos de temperatura superficial del mar (TSM) y nivel medio del mar (NMM), registrados en las estaciones costeras colombianas.

Condiciones oceanográficas en la costa Pacífica colombiana

El comportamiento de la TSM observado en la gran escala del Pacífico tropical, durante el periodo 1995-1999 incidió en los procesos en aguas marítimas colombianas. En la *figura 5.20*, en la que se presenta la secuencia de anomalías de TSM para Tumaco durante 1990-1999, es posible observar anomalías positivas (condiciones relativamente cálidas) a comienzos de 1995, relacionadas con un evento El Niño relativamente débil.

También se observa que el enfriamiento generalizado durante 1996, en el sector oriental del Pacífico tropical, fue menor en el área de Tumaco; si bien, es notorio un ligero enfriamiento (anomalías negativas de TSM) en marzo-abril-mayo de 1996, la intensidad durante el mismo lapso fue menor que la registrada en regiones más al sur.

En 1997, los dos primeros meses presentan aún anomalías negativas de TSM en Tumaco, se hace notorio el aumento de temperatura y el paso a anomalías positivas desde marzo, con lo que se dio inició al Fenómeno La Niña de 1997-1998.

El comportamiento de la temperatura superficial del mar para el periodo 1998-1999, tuvo un comienzo con anomalías positivas, relacionadas con el evento El Niño, como se observa en la *figura 5.20*. Para Tumaco, la anomalía fue ligeramente positiva hasta junio de 1998. En el segundo semestre de ese mismo año, el Pacífico tropical cercano a la costa colombiana entró en una etapa de rá-

pido enfriamiento, y las condiciones frías o Fenómeno de La Niña (anomalías negativas), se mantuvieron durante todo 1999 y comienzos de 2000. Una leve anomalía positiva fue percibida en el área de Tumaco y Buenaventura en los inicios de 1999, para luego regresar a la condición fría.

En la *figura 5.20* se presenta la variación del nivel medio mensual del mar en el Pacífico tropical, en términos de anomalías. Como en el caso de la temperatura superficial del mar, el nivel medio mensual del mar en el Pacífico oriental presenta variaciones que van desde anomalías positivas (nivel por encima de lo normal) en enero de 1995, hasta anomalías negativas (niveles por debajo de lo normal) en diciembre, cambios que fueron registrados en Tumaco, tal como se muestra en la *figura 5.13*; a comienzos de 1995 aún se mantenían anomalías positivas de nivel del mar (niveles ligeramente por encima de lo normal) del orden de 10 cm, relacionadas con el Fenómeno de El Niño de 1994-1995; posteriormente, en el segundo semestre, se alternaron anomalías negativas y positivas de pequeña magnitud (del orden de 5 cm).

Durante 1996, tanto en Tumaco como en Buenaventura las anomalías no sobrepasaron el valor de 10 cm. En el primer semestre de 1997 se presentó un incremento bastante marcado de las anomalías positivas del nivel del mar. También se hizo notorio el paso por la costa Pacífica colombiana de ondas de mayor frecuencia que la onda interanual relacionada con El Niño de 1997-1998. Estas ondas tienen al parecer un periodo de varios meses.

Durante 1998, en Tumaco y Buenaventura se presentaron anomalías positivas como producto del evento Cálido del Pacífico, las que, a finales de 1997, alcanzaban valores entre -0,3 y -0,4 m. Un poco antes de finalizar el primer semestre de 1998, los valores del nivel medio del mar eran cercanos al nivel medio histórico; a partir del segundo semestre y hasta finalizar 1999, se presentaron alternadamente anomalías negativas y positivas, con valores entre -0,1 y 0,1 m. Sin embargo, al finalizar 1999, las anomalías en Tumaco y Buenaventura fueron negativas.

Condiciones oceanográficas en la costa Caribe colombiana

Del análisis de las condiciones globales en el Atlántico tropical y en el Caribe, se estableció que la temperatura del mar Caribe estuvo durante todo 1995 relativamente más cálida que lo normal (predominio de anomalías positivas). Sólo en enero, el sector occidental del Caribe se vio afectado por un relativo enfriamiento del Golfo de México. Posteriormente, las anomalías positivas cubrieron toda la superficie del mar Caribe haciéndose más intensas en



Figura 5.22. Inundaciones en Tumaco producidas por el fenómeno El Niño de 1997-1998. (Fotografía de MP Cuervo)

diciembre de 1995. El comportamiento de la TSM en la región costera del Caribe colombiano durante 1995-1997 fue variado, presentándose anomalías moderadas aunque, en general, estuvieron cercanas a los valores promedio.

En la *figura 5.21* se muestra la secuencia histórica de anomalías del nivel del mar registrada en Cartagena durante el periodo 1995-1997: como se puede apreciar, durante el primer semestre de 1995 el nivel del mar estuvo cercano a lo normal, mientras que en el segundo semestre predominaron niveles ligeramente por encima de los normales, a pesar de que se registro una onda durante agosto-septiembre, que produjo algunas anomalías positivas en ese lapso.

Desde finales de 1995 y durante todo el primer semestre de 1996, el nivel del mar en Cartagena estuvo por debajo de lo normal, con anomalías que alcanzaron 8 cm durante los primeros meses de 1996.

Desde octubre de 1995 se registró el paso de una onda manifestada con anomalías positivas, que duraron cuatro meses, alcanzando el valor máximo en noviembre, con cifras cercanas a 10 cm por encima de lo normal. Una onda similar se registró a mediados de 1997.

Fenómenos oceánicos destacados

Durante 1995-1999, en el Pacífico colombiano se destacaron los siguientes fenómenos oceánicos: el Fenómeno Cálido del Pacífico (El Niño), iniciado durante el último trimestre de 1994, y el fenómeno Frío del Pacífico (La Niña), a finales de 1995 y gran parte de 1996. A partir de 1997 se estableció el fenómeno El Niño, como se destaca en las gráficas de la TSM y NMM (*figura 5.20*).

Los eventos Cálido de 1994-1995 y Frío de 1995-1996 no fueron tan marcados como el Fenómeno El Niño de 1997-1998, que presentó las mayores anomalías de temperatura de la superficie del mar de los últimos 50 años. Por ello, este evento se destaca dentro de los fenómenos ocurridos durante el periodo analizado.

Las anomalías de la TSM observadas durante este evento fueron mayores que las registradas en el caso de 1982-1983, tanto en Tumaco (cerca de 2,5 °C) como en Buenaventura (cerca de 2 °C). El nivel medio del mar presentó en ambos sitios anomalías positivas del orden de 30 cm.

El incremento temporal del nivel del mar produjo problemas a las zonas costeras. Una ilustración de ello es la *figura 5.22*, que muestra las inundaciones de zonas habitadas en Tumaco. El efecto climático del Fenómeno El Niño de 1997-1998 se describe en el capítulo 3, de la atmósfera, el tiempo y el clima.

El incremento de la temperatura del mar produjo la emigración de algunas especies marinas y la llegada de otras, alterándose la actividad normal de pesca de las comunidades de la costa Pacífica.

Otro fenómeno destacado en el océano Pacífico fue el Fenómeno Frío del Pacífico (La Niña), predominante a partir del segundo semestre de 1998 hasta febrero de 2000, con valores no significativos en las anomalías de la TSM y el nivel medio del mar, con excepción de un valor alto (18 cm) en diciembre de 1999.

De otro lado, el fenómeno más destacado en el mar Caribe colombiano durante el periodo 1995-1997 fue tal vez el mar de leva y las marejadas de tempestad, asociados al huracán *César*, que se presentó en julio de 1996. El mar de leva afectó algunos puntos de la costa Caribe colombiana, y las marejadas de tempestad azotaron principalmente el archipiélago de San Andrés y Providencia.

Durante 1998, se presentaron mares de leva como consecuencia de frentes fríos, que alcanzaron latitudes tropicales, y por la presencia de los huracanes *George* y *Mitch*; este último azotó en forma directa las áreas insulares del Caribe colombiano. En 1999, se presentaron mares de leva y marejadas producidos por un coletazo del huracán *Floyd* y de la acción directa del huracán *Lenny*, produciendo daños en infraestructuras civiles y embarcaciones atracadas en puerto.

Referencias bibliográficas



- Arias, P, 1977: *Evaluación limnológica de las planicies inundables de la cuenca norte del río Magdalena*. Inderena: Cartagena
- Balech, E, 1977: *Introducción al fitoplancton marino*. Eudeba: Buenos Aires
- Bermúdez, VF y Herrera, GA, 1989: *Compilación bibliográfica sobre biología marina en el Pacífico y Atlántico colombiano*. Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH): Cartagena
- Bogdanov, YA, Kaplin, PA y Nikolaiev, SD, 1978: *Origen y evolución del océano*. Misl: Moscú (en ruso)
- Buriticá A, Cuervo MP *et al.*, 1997: *Verificación de los niveles máximos de marea en el sector de la Bahía de Tumaco y su impacto en la población y los asentamientos humanos*. Informe de comisión realizada del 17 al 19 de octubre de 1997. IDEAM: Bogotá
- Cabrera, EE y Donoso, MC, 1992: "Estudio de las características oceanográficas del Caribe Colombiano, Región III, Zona 1, PDCTM". En: *Estudio de las condiciones oceanográficas del Caribe Colombiano Región III - Zonas 1 y 2 - Fase I*. Armada Nacional. Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas: Cartagena
- Christopherson, RW, 1992: *Geosystems; An introduction to physical geography*. MacMillan Publishing Co.: New York
- Colciencias-Inderena-Minagricultura, 1989: *Perfil ambiental de Colombia*. Editorial Escala: Bogotá
- Correa, I, Aristizábal, O y Restrepo, J, 1995: "Geomorfología del sector sureste del delta de río San Juan". En: Restrepo, J y Cantera, JR (eds.). *Delta del río San Juan y bahías de Málaga y Buenaventura*. Colciencias-EAFIT, Tomo 1
- Corredor, JE, 1981: "Apuntes sobre la circulación costera en el Caribe noroccidental colombiano", *Boletín Científico* N° 3: 3-8, Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH): Cartagena
- Donoso, MC, 1990: *Circulación de las aguas en el mar Caribe*. Memorias, VII Seminario de Ciencias y Tecnologías del Mar: Colombia
- Educar, Cultura y Recreativa S.A., 1997: *Enciclopedia temática Educar: Ciencias naturales*. Educar, Cultura y Recreativa: Bogotá
- Educar, Cultura y Recreativa S.A., 1997: *Enciclopedia temática Educar: Geografía y atlas*. Educar Cultural Recreativa: Santa Fe de Bogotá.
- Escobar, W, 1987: "Breve recuento de los principales sismos de la costa del Pacífico de Cauca y Nariño". En: Espinosa, A (ed.): *Pladeicop*, Vol.1: 5-26, Bogotá
- Fajardo, GE, 1978: *Surgencia costera en las proximidades de la península colombiana de la Guajira*. *Boletín científico* N° 2, Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas: Cartagena
- Falkowski, PG, MJ Behrenfeld *et al.*, 1998: *Satellite primary productivity data and algorithm development: A science plan for mission to planet earth*. SeaWiFS Technical Report Series. NASA, S. B Hooker and E. R. Firestone (eds). Vol. 42
- García F, 1971: *Elementos de ecología marina*. Editorial Acribia: Zaragoza
- Hill MN (ed), 1966: *The sea: Ideas and observations on progress in the study of the seas*. Volumen 2. Intersciences Publishers: USA
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, 1997: *Posibles efectos naturales y socioeconómicos del fenómeno El Niño en el periodo 1997-1998 en Colombia*: Bogotá

- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, 1997: *Pronóstico de pleamares y bajamares en la costa Pacífica colombiana*. Bogotá
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales - Universidad Nacional, 1997: *Morfodinámica, población y amenazas naturales de la costa Pacífica colombiana*. Convenio IDEAM-Universidad Nacional de Colombia: Bogotá
- Kamblin WK, 1995: *Earth's dynamic systems*. 6th ed. Macmillan Publishing Co.: USA
- Knauss, JA, 1978: *Introduction to physical oceanography*. Prentice-Hall, Inc.: USA
- Lewis, MR, 1992: "Satellite ocean color observations of global biogeochemical cycles". En: *Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea*. Falkowski, PG y AD Woodheas (eds.), Plenum Press: New York
- Lozano, F, 1978: *Oceanografía, biología marina y pesca*. Tomo I. Parainfo, S.A.: Madrid
- Mackenzie, FT y Mackenzie, JA, 1995: *Our changing planet: An introduction to earth system science and global environmental change*. Prentice-Hall: USA
- Marín R, 1992: *Estadísticas sobre el recurso agua en Colombia*. 2 ed. Ministerio de Agricultura, Instituto de Hidrología, Meteorología y Adecuación de Tierras: Bogotá
- Martínez, NJ, Rodríguez, G *et al.*, 1997: *Verificación de los niveles máximos de marea en el sector de la bahía de Tumaco y su impacto en la población y los asentamientos humanos*. Informe de comisión, 16-20 de septiembre de 1997. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales: Santa Fe de Bogotá
- Najjar, RG, 1995: "Marine biogeochemistry". En: K. Trenberth (ed.), *Climate system modeling*. Cambridge University Press
- NASA/GSFC, 2000: *SeaWiFS Project*. <http://seawifs.gsfc.nasa.gov>
- Ñáñez E, 1993: *Incidencia de los parámetros de interacción océano-atmósfera sobre la dinámica del océano en el Pacífico colombiano*. *Revista Atmósfera* N° 16: 44-62
- Pabón, JD, 1990: "Efecto climático del fenómeno El Niño en el suroccidente colombiano". En: *Memorias del IV Congreso Interamericano y II Colombiano de Meteorología*. 17-21 de septiembre de 1990: Bogotá
- Pabón, JD y Montealegre, JE, 1992: "Manifestación El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) en la costa Pacífica colombiana", *Boletín ERFEN*, N° 31: 3-11
- Purdie, DA, 1996: "Marine phytoplankton blooms". En: Summerhayes, CP y SA Thorpe (eds.). *Oceanography*. Manson Publishing: London
- Ramírez, J, 1971: "The destruction of Bahía Solano, Colombia, on September 26, 1970 and the rejuvenation of a fault", *Seismological Society of America Bulletin*, vol. 61, No. 4: 1.041-1.049.
- Rangel, ES y Montealegre, JE, 1997: *Análisis de las series del nivel del mar en el Pacífico colombiano y su relación con el cambio climático*. Nota técnica Ideam-METEO/010-97: Bogotá
- Restrepo, H, 1970: *Zona de falla de Puerto Mutis en Bahía Solano, departamento del Chocó*. Carta técnica 0021. Ingeominas: Bogotá
- Robertson, K, Ceballos, JL y Thomas, J, 1996: "Morfodinámica deltáica del río Patía y la costa nariñense, Colombia". *Memorias X Seminario Nacional de Ciencias y Tecnologías del Mar*. Bogotá
- Rojas, PJ, 1996: "Particularidades del intercambio de dióxido de carbono (CO₂) entre el océano y la atmósfera en aguas marítimas colombianas". *Memorias IV Congreso Colombiano de Meteorología: La variabilidad Cambio Climático y su Impacto Socioeconómico*. Bogotá
- Rojas, PJ y Pabón, JD, 1997: *Cuantificación de los flujos de dióxido de carbono entre el océano y la atmósfera en aguas marítimas colombianas utilizando modelos de estimación*. Nota técnica Ideam-METEO/007-97: Bogotá
- Rojas, PJ y Pabón, JD, 1997: *Pruebas de estimación de los flujos de dióxido de carbono entre el océano y la atmósfera en aguas marítimas colombianas a partir de datos de temperatura de superficie del mar obtenida por el satélite NOAA*. Nota técnica Ideam-METEO/009-97. Bogotá
- Salcedo, HE, 1995: "Deformación sísmica en las zonas sismoactivas de Chocó y el Nido de Bucaramanga (Colombia)" *Boletín Geológico* 35 (1): 49-65, Santa Fe de Bogotá.
- Stepanov, VN, 1983: *Oceanósfera*. Misl: Moscú (en ruso)
- Tait, RV, 1977: *Elementos de ecología marina*. Traducido por F García. Ed. Acribia: Zaragoza
- Weyl, PK, 1970: *Oceanography: An introduction to the marine environment*. John Wiley & Sons, Inc.: USA.