

CUARTA PARTE

LAS AGUAS TERRITORIALES Y LA MORFOLOGIA LITORAL

ING. KARL WILHELM H. LESSMANN

CAPITULO I

INTRODUCCION

Esta parte trata de resumir los conocimientos más recientes de las condiciones físicas de las aguas territoriales salvadoreñas y la morfología litoral.

Respecto de las aguas territoriales, el autor se vio obligado a señalar y explicar las diferentes condiciones y procesos hidrográficos hasta donde lo consideró recomendable para el entendimiento de las posibilidades de aprovechamiento, ya sea respecto a asuntos de navegación, de biología marítima y de pesca, exploración y explotación de yacimientos marinos, como también a cuestiones de recreo y turismo, sanidad y contaminación. Nuestras aguas pertenecen a un mar todavía poco conocido. Afortunadamente, el autor logró recopilar bastante información reciente que le hizo posible reemplazar meras suposiciones y especulaciones, por resultados científicos de alta calidad, y reducir probables lagunas de conocimientos.

La morfología litoral se basa en la monografía "La Costa de El Salvador" de H. G. GIERLOFF-EMDEN de 1959. Esta fue revisada y actualizada cuidadosamente, e incluye nuevos reconocimientos y levantamientos. También fueron consultados otros autores. Muchos de ellos eran investigadores huéspedes del antiguo Instituto Tropical de Investigaciones Científicas de la Universidad de El Salvador, que contribuyeron mucho al descubrimiento geográfico, geofísico y biológico de nuestras tierras. Al evaluar fotografías aéreas recientes del Instituto Geográfico Nacional y al compararlas con las antiguas fotos de los años cuarenta y cincuenta, se comprobó la variabilidad de las formas de nuestras costas llanas, especialmente de los esteros, sus bocanas e islas.

Además de vivificar el desarrollo del tema con mapas, diagramas y figuras, se ha tratado de captar la atención del lector y familiarizarlo más con las condiciones marinas y costeras, presentándole un número mayor de fotografías a colores, aéreas y terrestres.

Es un agradable menester del autor patentizar sus más sinceros agradecimientos al Dr. Robert White, presidente de la Administración Oceanográfica y Atmosférica Nacional (NOAA) del Ministerio de Comercio de los Estados Unidos de América en Washington, D.C., y sus dependencias sucursales en California, por su espontánea y generosa colaboración en proporcionar la información más reciente y más completa sobre la Oceanografía del Océano Pacífico del Este Tropical incluyendo nuestras aguas territoriales.

San Salvador, octubre de 1977.

CAPITULO II

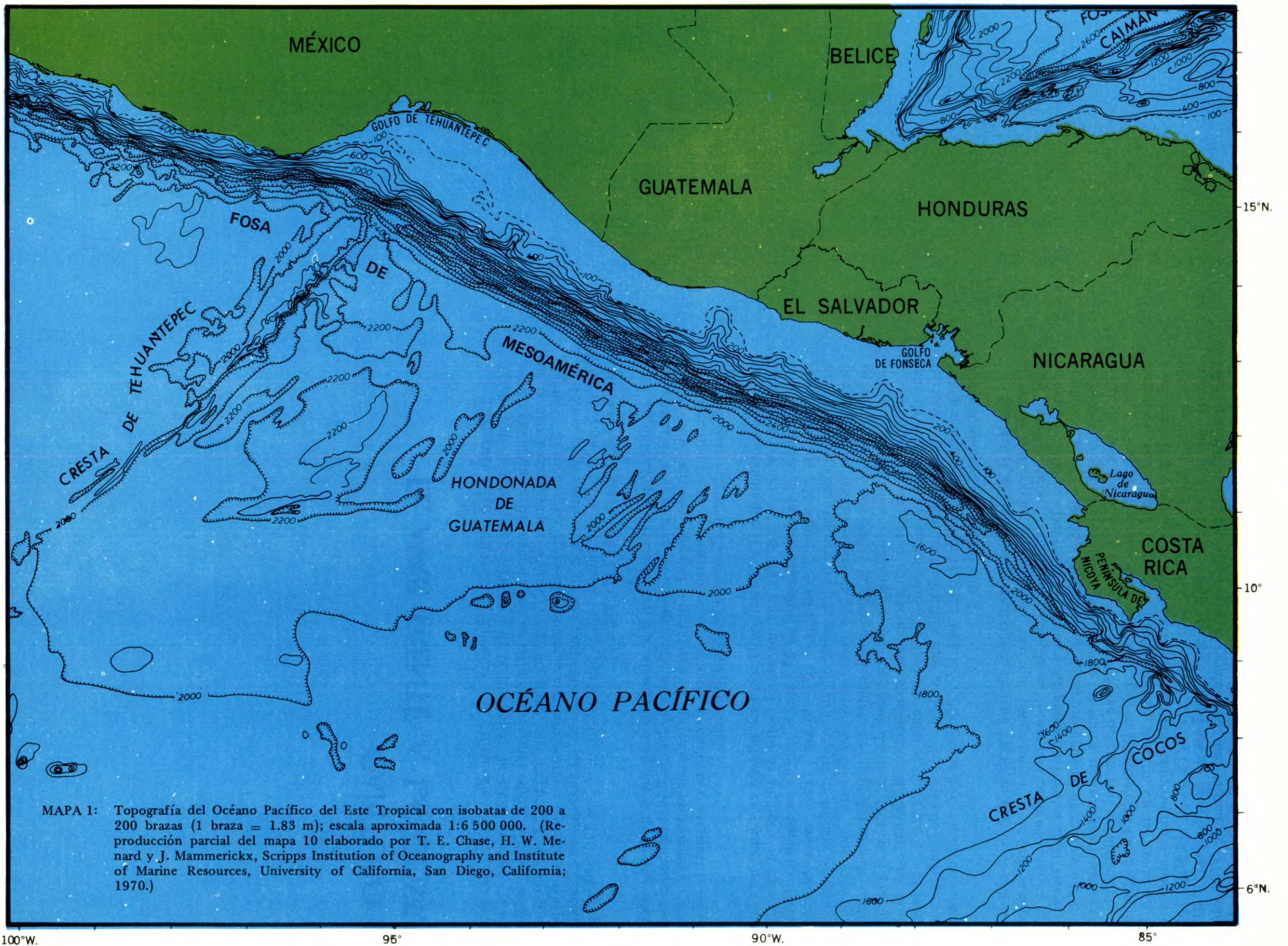
EL MAR FRENTE A LA COSTA

Las aguas territoriales de El Salvador son definidas en el Artículo 8 del Título I de la Constitución Política de la República de 1962, que son “el mar adyacente hasta la distancia de doscientas millas marinas contadas desde la línea de la más baja marea, y abarca el espacio aéreo, el subsuelo y el zócalo continental”. Entonces, las aguas territoriales se encuentran frente a su costa, saliendo en forma perpendicular a la última hasta 200 millas marinas que en lo sucesivo por razones técnicas se llamarán “millas náuticas” (mn), o sean 370.64 km. mar afuera siendo 1 mn = 1.8532 km; Mapa 1.

La ubicación y extensión del mar salvadoreño, aunque sean de una estimación bastante aproximada, es indispensable para poder discutir sus características. Los datos presentados no pueden ni quieren ser más que una primera idea particular sobre una parte de nuestro país que hasta ahora ha sido meramente teórica y para la gran mayoría de los salvadoreños desconocida.

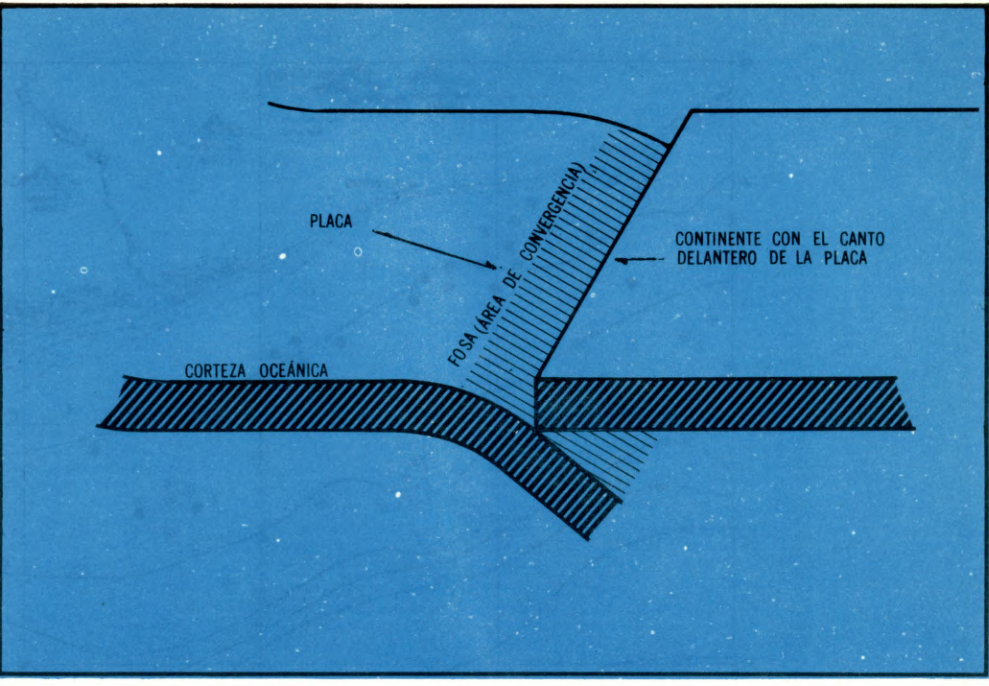
Considerando que la extensión de la costa salvadoreña en forma recta entre la desembocadura del río Paz y la entrada al Golfo de Fonseca, al Este de la Isla Meanguera es aproximadamente de 275 km, el área de las aguas territoriales sería entonces $275 \text{ km} \times 370.64 \text{ Km.} = 101.926 \text{ km}^2$. Pero, como Nicaragua tiene una costa de otra orientación que la nuestra, resulta un traslape de las aguas territoriales de ambos países de aproximadamente 27.800 km^2 , que hace que a cada uno de los dos países pertenece únicamente la mitad del área de traslape o sean 13.900 km^2 . Reduciendo esta cantidad del total teórico al principio calculado, queda un área marítima de aproximadamente 88.000 km^2 , que es algo más de cuatro veces la extensión de nuestro país en tierra firme. El mismo Artículo 8 de la Constitución Política dice al final: “El Golfo de Fonseca es una bahía histórica sujeta a un régimen especial”. Por eso, se ha excluido este paisaje de las consideraciones anteriores.

Las aguas salvadoreñas pertenecen al Océano Pacífico, que es el mar más grande de la Tierra con $176.680,000 \text{ km}^2$ que ocupa un 35% de toda la superficie terrestre, firme y marítima. Además, es el mar más profundo con un promedio de 4.300 m. Del total de 17 fosas submarinas existentes en la Tierra, 13 se ubican en este océano. Éstas, además de su profundidad de más de 6.000 m, se distinguen por su posición en el borde de los mares, por su superposición con zonas de gran actividad sísmica y de una fuerza de gravedad anómalamente reducida. Estas propiedades son indicios de que en la actualidad tiene lugar una formación geosinclinal o sea un desplazamiento terrestre en las zonas de las fosas submarinas porque la corteza es empujada parcialmente hacia abajo y en parte sumerge debajo las rígidas placas continentales; Figura 1. El Mapa 1, demuestra que El Salvador se encuentra frente a la Fosa de Mesoamérica (“MIDDLE AMERICA TRENCH”) que se extiende desde una latitud de 9° N , cerca de la Península de Nicoya hacia el Noroeste hasta 22° N , al sur de las Islas Las Tres Marías en México. Esta fosa en 100 a 200 km. de la costa indica una de las áreas neurálgicas de la Tierra; Figura 2.



MAPA 1: Topografía del Océano Pacífico del Este Tropical con isobatas de 200 a 200 brazas (1 braza = 1.83 m); escala aproximada 1:6 500 000. (Reproducción parcial del mapa 10 elaborado por T. E. Chase, H. W. Menard y J. Mammerickx, Scripps Institution of Oceanography and Institute of Marine Resources, University of California, San Diego, California; 1970.)

Fig. 1 Desarrollo de una fosa marina. Cuando dos placas convergen se forma una fosa marina. La corteza continental es más rígida y no puede cambiar fácilmente su movimiento. De manera que la placa que consta de la corteza submarina menos sólida, desciende con su canto delantero debajo del continente. En la Tierra existen 11 placas y 15 fosas marinas, 11 de las cuales se encuentran en el Océano Pacífico; diseño H. Lesmann, 1977.



A. Fondo del mar

Usando más de 1000 sondeos batimétricos publicados por la Marina de Guerra de los Estados Unidos de América en 1964, se ha construido el Mapa 2 del fondo del Océano Pacífico frente a la costa de Centro América que muestra la situación con más detalles.

A lo largo de la costa se extiende una ancha plataforma continental desde la Península de Nicoya hasta el Istmo de Tehuantepec. Paralela a ésta, entre 100 y 200 km. de la costa se encuentra la profunda y angosta Fosa de Mesoamérica. Sobre una longitud de 1000 km. desde el Golfo de Fonseca hasta el Golfo de Tehuantepec, tiene anchuras de 12 a 25 km. con profundidades de más de 5000 m. Delante de la costa salvadoreña, a 180 km. al sur del volcán Santa Ana (elevación 2365 m) la fosa llega a una profundidad de 5780 m; Mapa 2, resultando una diferencia de nivel de 8145 m; Figura 3. Delante de la costa de Guatemala la fosa se profundiza hasta más de 6000 m. resultando una diferencia con el grupo volcánico Acatenango-Fuego-Agua (entre 3700 y casi 4000 m) de más de 10.000 m. sobre una distancia de 200 km.

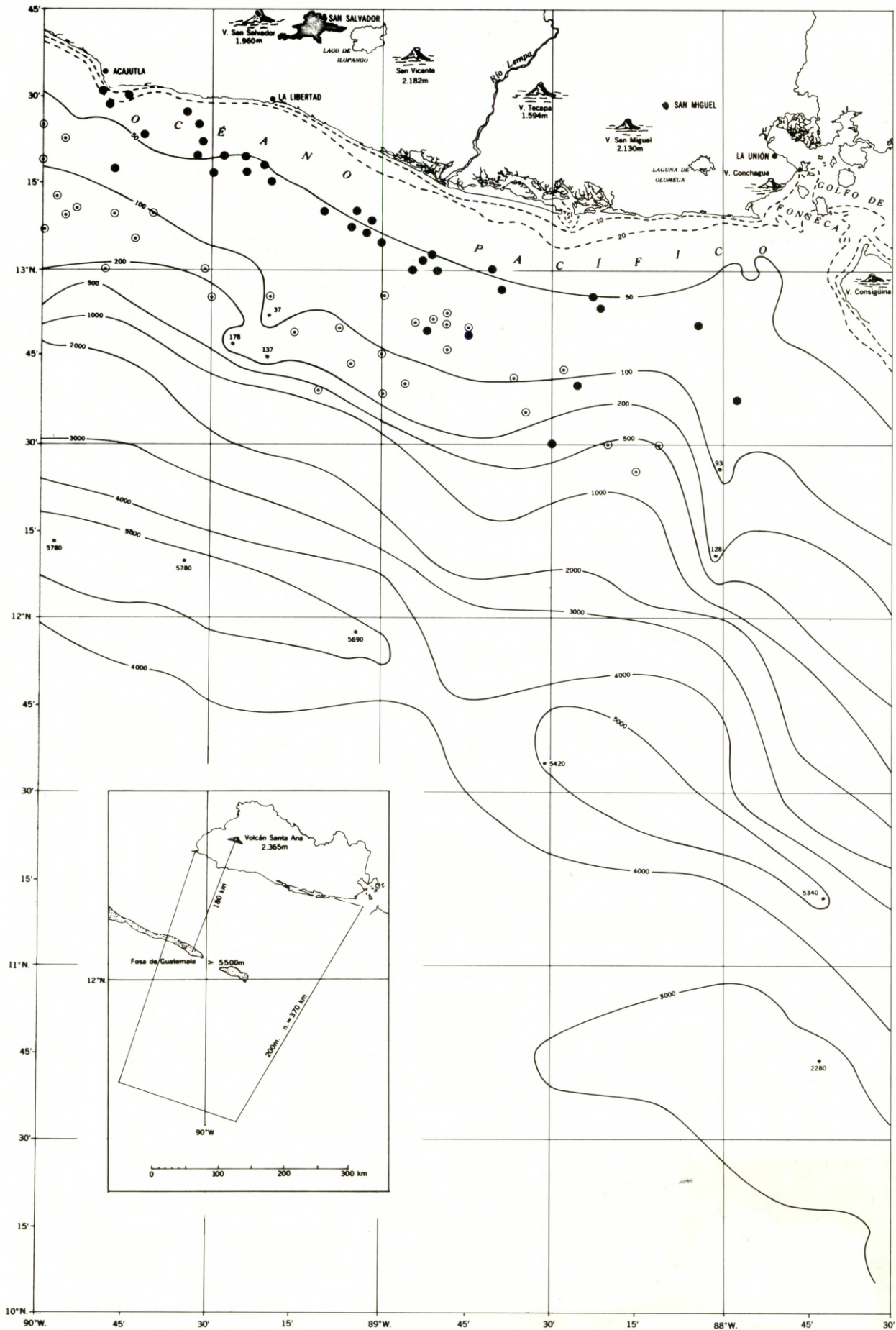
Más mar afuera, al sur de la fosa se extiende en el mar territorial salvadoreño una meseta marítima con profundidades entre 3000 y 4000 m. Más al suroeste, en aguas

guatemaltecas las profundidades son por unos 1000 m. mayores, formando la denominada Hondonada de Guatemala entre 4000 y 5000 m. Una estribación de ésta alcanza el mar salvadoreño todavía, entre 280 y 320 km. fuera de la costa; Mapa 1.

Casi todos los fuertes y frecuentes terremotos se ubican con sus epicentros en la plataforma continental en una franja de 40 a 60 km. de ancho (SCHULZ, 1964) orientada aproximadamente noroeste-sureste, que empieza frente al Puerto de Acajutla muy cerca de la costa, aumentando su distancia hasta 50 km. al sur del Golfo de Fonseca; Mapa 2. SAPPER (1937) opina "que evidentemente los terremotos y ondas sísmicas que azotaron en una extensión de 120 km. el 26 de febrero de 1902, a la costa occidental de El Salvador, especialmente el Estero de Santiago (hoy: "Estero El Zapote"), tuvieron origen en movimientos verticales de una zona de falla submarina...". También los recientes terremotos devastadores en San Salvador, 3 de mayo de 1965, y en Managua, 23 de diciembre de 1972, tenían sus epicentros profundos en esta zona de falla tectónica de la franja marginal pacífica. Esta actividad telúrica en nuestra región es la reacción de la corteza terrestre al movimiento de la gran placa de la litosfera llamada "Placa del Coco" desde el Dorsal Submarino Pacífico Oriental hacia el noroeste para meterse debajo de la Placa Mesoamericana y del Caribe, pre-



Fig. 2 Tectónica de placas de América Central. El Arco Mesoamericano es el cinturón Centroamericano de volcanes y terremotos que demuestra la sumersión de la Placa del Coco debajo de la Placa Mesoamericana y del Caribe. La primera proviene del Suroeste del Dorsal del Pacífico del Este (según Molnar y Sykes, 1969).



Mapa 2: La Plataforma Continental delante de la Costa de El Salvador y la Fosa de Guatemala; diseño y dibujó H. Lessmann, 1977, con la ayuda de más de 1000 sondeos tomados de la Carta Marítima No. 931 "Centro América, Costa Pacífica, de Puerto Madero a Cabo Velas", escala 1:713,000; 1880-1884, con adiciones hasta 1961, y revisiones hasta 1964, publicada por la Oficina Oceanográfica de la Marina de Guerra de los Estados Unidos de América; sondeos de profundidad en metros; actividad sísmica con epicentros en la Plataforma Continental frente a la Costa Pacífica de El Salvador, según R. Schulz, 1964.

Simbología: Profundidades focales en Km. ⊙ aproximadamente 30 ⊕ 50 - 70 ● 80 - 120

Mapa insertado abajo izquierda: ubicación del área de las AGUAS TERRITORIALES DE EL SALVADOR; además distancia y diferencia de nivel entre el volcán Santa Ana y la Fosa de Guatemala: 8,145 m; planimetría y contorno de costa según el mapa "Indias Occidentales y Centro América" de la Sociedad Geográfica Nacional, Estados Unidos, 1970; diseñado y dibujado por H. Lessmann, 1977.

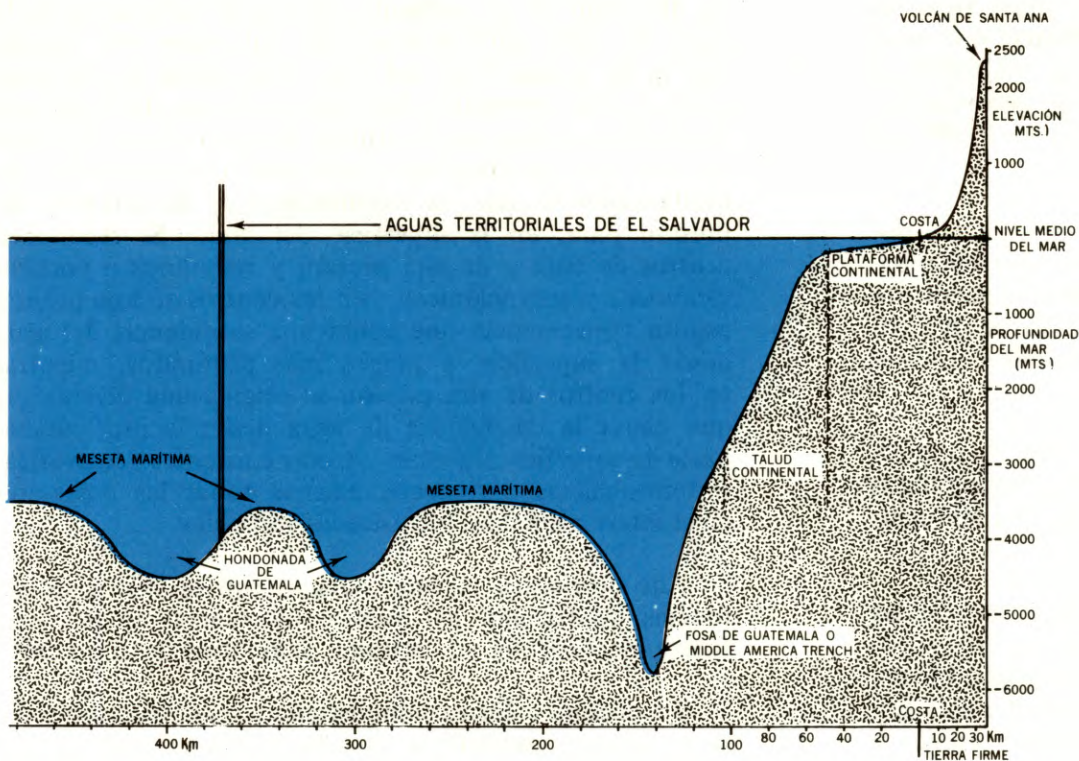


Fig. 3: Perfil de la Región de las Aguas Territoriales incluyendo la zona vecina, de tierra firme hasta el volcán de Santa Ana; rumbo N 20°E a S 20°W. La diferencia entre la cima del volcán de Santa Ana (elev. 2365 m) y el fondo de la Fosa de Guatemala (prof. 5780 m) alcanza 8.145 m a una distancia de solamente 180 kms.

cisamente en la zona sísmica volcánica de América Central y México, a lo largo de la franja costera pacífica. Estos movimientos tectónicos se producen a lo largo de las fallas del talud continental que es la zona de transición entre el continente y el fondo submarino y que presenta uno de los elementos de construcción más imponentes de nuestra Tierra; Figura 2.

La plataforma continental con profundidades de hasta 200 m. ocupa aproximadamente 16.575 km² o sea más o menos 19% de nuestro mar territorial. La isobata 200 m. se encuentra a una distancia de 50 a 55 km. de la costa occidental, aumentando hacia el este rápidamente, hasta una distancia de 80 km. que se mantiene desde la desembocadura del río Lempa hasta la entrada al Golfo de Fonseca; Mapa 1. El gran aumento de la anchura de la plataforma frente a la costa central y oriental se debe al considerable depósito de sedimentos litorales. Según GIERLOFF-EMDEN la plataforma tiene un declive desde la playa bastante uniforme con un ángulo de pendiente entre 0° 15' en el occidente y 0° 5' frente al Estero de Jiquilisco que es absolutamente normal. Presenta un tipo transitorio que según la escala de MOORE Y CURRAY (1963) es depositario y tectónico (REINECK). Se construyó en parte por medio del depósito de sedimentos litorales, al otro lado por dislocaciones en sus estratos con elevaciones y hundimientos.

Las profundidades de 10 m. se encuentran en una distancia media de 1 km. de la costa. La isobata 20 m. refleja todavía el contorno costero en una distancia media de 4 a 6 km. Frente a la costa rocosa de la Sierra del Bálsamo, el declive es más pronunciado donde en 2 km. de la playa ya se llega a 20 m. Frente a la costa llana central, entre La Libertad y El Espino la isobata de 20 m. se ubica a una distancia de 5 a casi 10 km. debido al elevado suministro de sedimentos a través de numerosas bocanas de ríos y esteros. En el Golfo de Fonseca se reconocen en 20 m. los contornos de tres canales submarinos de desembocadura. El curso de la isobata de 50 m. demuestra una transición de la forma del fondo submarino entre el contorno costero y las formas submarinas más mar afuera. Se nota el inicio de valles submarinos orientados nornoroeste-sursureste a continuación de los "bloques de pupitre", o sean de las sierras del Bálsamo y de Jucuarán, inclinadas hacia el mar y sobre

todo la depresión submarina hacia el campo de hundimiento tectónico del Golfo de Fonseca. Hasta la isobata de 100 m. la plataforma continental es llana y ancha. Al sur de la Bocana del río Lempa y los grandes esteros, la isobata de 100 m. desvía hacia el sureste, aumentando en 15 km. la anchura de esta zona debido a la gran acumulación de sedimentos procedentes de esta área costera. Más al sur empieza la zona de transición hacia el talud continental con un notable aumento de la pendiente. Aquí se nota sobre todo el aumento del declive de una depresión hacia el suroeste, como continuación lógica del área hundida del Golfo de Fonseca.

Dentro de la plataforma se conocen dos elevaciones submarinas; una, 22 km. al suroeste del Estero El Zapote, subiendo desde una profundidad de cerca de 70 m. hasta solamente 10 m. de la superficie debajo del agua. La terminología submarina la llama "arrecife" o "bajo" porque presenta un peligro para la navegación. La otra se encuentra 60 km. al suroeste de la desembocadura del río Jiboa; tiene una altura relativa de 70 m. y se eleva aproximadamente hasta 37 m. debajo de la superficie del mar. En la misma dirección, 15 km. más mar afuera, pero ya sobre la pendiente del talud continental, hay otra elevación de una altura relativa de más de 400 m. subiendo hasta 137 m. debajo de la superficie del mar. Existen otras eminencias; por ejemplo, una entre 2500 y 3000 m. de profundidad con una altura relativa de más de 1000 m., y otras dos casi sobre el límite oriental del mar territorial subiendo casi desde el fondo de la fosa con alturas relativas de unos 3800 m. acercándose a la superficie del mar a menos de 200 m. La existencia de estas montañas submarinas de forma circular o elíptica en la plataforma y el talud continental así como en la propia fosa, probablemente son volcanes submarinos.

La forma del talud continental hasta la fosa es convexa, es decir, su declive aumenta con la profundidad. Sobre una distancia de solamente 55 a 70 km. el fondo submarino baja por 4000 m. GIERLOFF-EMDEN calcula un declive medio de 4.5° frente a las costas salvadoreñas, entre 500 y 4000 m. de profundidad, que indica que el talud no es muy escarpado. Esto coincide bien con los datos proporcionados por HEACOCK y WORZEL (1955) para toda la fosa: en el borde hacia tierra firme, un declive entre 3° y 6° y en el borde sur, de 1° a 3°. Ade-

más, los mismos autores dicen que “en ciertas áreas las pendientes llegan hasta 35°”, lo que indicaría que existen algunos cañones submarinos. Según WORZEL y SHURBET hay en esta región un déficit de gravedad de: 200 mgal (1mgal = 1 miligal (de Galilei) = 0.001 cm x seg⁻²).

GIERLOFF-EMDEN reconoce del curso de las isobatas de 500 a 2500 m, algunas depresiones y abombamientos con una distancia de 40 km. dando a la pendiente una estructura de facetas suavemente indicadas, que corresponden a la distancia media de los grandes volcanes salvadoreños de la cadena principal.

Las discusiones anteriores se hicieron con la notable restricción de que el número de los sondeos batimétricos son mayores en aguas menos profundas que en alta mar, a más de 100 km. de la costa.

Respecto a la calidad del fondo submarino de las aguas territoriales todavía se sabe muy poco. No se conoce el espesor de la capa sedimentaria de origen litoral, ni el material de los estratos que se encuentran más bajo. Frente a las costas llanas los sedimentos son arenas y fangos fluviales así como sedimentos calizos de origen orgánico. Sus productores principales son conchas, caracoles y crustáceos. Frente a las costas rocosas la arena se mezcla con cantos rodados y grava o es reemplazada por ellos. Frente a la desembocadura del río Lempa y posiblemente de la bocana del estero de Jiquilisco, así como en el fondo del Golfo de Fonseca, se supone también el depósito de fango. Sedimentos de origen de coral no tienen importancia porque se conoce únicamente un área muy reducida al sur de Acajutla.

En el talud continental se suele encontrar toda clase de sedimentos, aunque el fango tiende a ser el más común. Las eminencias volcánicas producen fango volcánico. En la hondonada y la meseta del mar profundo y más llano, la capa de los sedimentos tendrá espesores de 1000 a 2000 m. o más.

Las montañas submarinas y el mencionado déficit de gravedad en el borde de la fosa indican que la plataforma y el talud continentales tienen una forma destructiva, donde sus fenómenos topográficos son más recientes que el origen de la plataforma misma. La dilatación de la corteza continental originó fracturas tectónicas y la destrucción de la pendiente continental hasta que posteriormente se formó una fosa abismal.

B. Corrientes marinas

Los mares mundiales se dividen por medio del campo tridimensional de corrientes marítimas cerca de la superficie del mar que está relacionado estrechamente con las condiciones atmosféricas cercanas a la superficie del mar e influenciado por los fenómenos físicos, químicos y biológicos en el mar; Mapa 3. Estas corrientes se limitan generalmente a los 100 a 200 m. superiores del mar. Las velocidades suelen ser menos de 20 cm x seg⁻¹.

Las corrientes marinas geostroficas son el efecto de las fuerzas de presión. Se originan por la distribución horizontal de la densidad del agua que a su vez depende de la temperatura del mar y la salinidad. Las fuerzas de presión se manifiestan en el mar por la inclinación de la superficie del mar y de los planos de igual presión perpendicular a las corrientes. Consta que en el hemisferio norte la superficie del mar sube de izquierda a derecha y la “capa de salto” desciende de izquierda a derecha al ver

en dirección de la corriente, siendo la inclinación de la capa de salto aproximadamente mil veces más grande que la de la superficie del mar. Las cartas de corriente contienen la topografía dinámica de la superficie del mar donde las isoipsas son las líneas de igual altura del nivel del mar en “centímetros dinámicos” (=“dyn.cm.”). Simultáneamente son las isodinámicas de la corriente de presión pura, en la superficie del mar. Se reconocen centros de baja y de alta presión y remolinos o vórtices ciclónicos y anticiclónicos. En los centros de baja presión resulta convergencia que causa una subsidencia del agua desde la superficie a planos más profundos, mientras en los centros de alta presión se origina una divergencia que causa la emergencia de agua desde la profundidad hacia la superficie del mar. A esas corrientes geostroficas o termohalinas pertenecen además todas las corrientes en el interior del mar, inclusive las verticales.

Las corrientes marinas además son el efecto de las fuerzas de fricción del viento, las fuerzas tidales y la fuerza de Coriolis en latitudes más altas de 5° a 10°.

La energía calórica suministrada por el Sol como fuente de energía esencial, se absorbe en los primeros metros superiores del mar casi completamente. Solamente un 20/o regresa de la capa superficial del mar como luz difusa a la atmósfera que determina esencialmente la impresión del colorido que se tiene del mar. De manera que se calienta únicamente una capa sumamente delgada. Sin embargo, la mezcla, turbulencia y circulaciones verticales, transportan partes de esta cantidad calórica también a las capas más profundas, hasta que participa finalmente en una capa de agua del espesor ya mencionada de 100 a 200 m.

La irradiación terrestre, evaporación y transmisión de calor al aire dejan encontrar al mar un estado de equilibrio entre el suministro y el gasto de esas energías. Con la evaporación se aumenta la salinidad porque la sal no se evapora. Regiones de gran pluviosidad demuestran, por otra parte, un déficit de salinidad por dilución. Lo mismo vale para las regiones donde caudalosos ríos desembocan al mar.

En los océanos, debajo de la capa superior, la distribución térmica y salina dependen casi exclusivamente de la circulación de profundidad. Así es como en la zona ecuatorial existen intensas corrientes zonales (este-oeste) que alcanzan velocidades muy grandes. Su origen no está definitivamente aclarado.

En la mayoría de las regiones marítimas, el agua caliente de la capa superior está separada claramente del agua fría inferior, de manera que resulta una división del mar en una esfera caliente, encima de otra fría, separada por la “capa de salto” de temperatura, salinidad y densidad (llamadas también termoclina, halinoclina y piconoclina, respectivamente). Esta división aparece perturbada únicamente en las regiones de la Corriente de Alisios, al lado occidental de los continentes, donde los vientos alisios que soplan hacia el mar o paralelamente a la costa, arrastran el agua superficial hacia alta mar. La pérdida de masa se compensa por la afluencia de agua intermedia fría. Estas regiones de “emergencia” se distinguen por anomalías térmicas negativas; poco oxígeno y una riqueza de sustancias bioquímicas activas, especialmente el nitrato NO₃. La velocidad de esas corrientes verticales es muy reducida, cerca de 0.001 a 0.005 cm, x seg⁻¹ o sean 3.6 a 18 cm. x h⁻¹. La abundancia de las sustancias bioquímicas conduce a un alto contenido de plancton y así a la riqueza de pesca correspondiente.

C. Regiones marinas

Sin considerar características locales se pueden distinguir en los mares mundiales siete regiones principales como las presenta el Mapa 3 para el Océano Pacífico.

A la región principal de corrientes de Alisios (A) pertenecen las corrientes Ecuatoriales del Norte (EN) y del Sur (ES) que fluyen con gran constancia hacia el oeste, y corresponden en general a la región de vientos alisios permanentes. Entre ellas se encuentra embebida la Contracorriente Ecuatorial (CC) que es una corriente compensatoria. Se ubica en las zonas de las calmas ecuatoriales entre 5° y 10°N como una angosta franja. En invierno del hemisferio norte, por los fuertes vientos alisios del noreste, la CC no es muy constante y a menudo desaparece. En verano, el límite sur de la EN se encuentra en 10°N. Pero en invierno con los fuertes alisios el movimiento de las aguas hacia oeste predomina en la zona entre 5°N como límite sur y 9° a 10°N como límite boreal. La Corriente Ecuatorial del Sur (ES) pertenece al hemisferio sur, pero durante el invierno de ese hemisferio (junio-agosto) avanza hasta más o menos 5°N.

Pertenecen a las Corrientes de Alisios (A) componentes de movimiento hacia el ecuador, en la zona oriental del océano, las corrientes de California (C) en el hemisferio norte y la de Humboldt o Perú (H) en el sur. Transportan aguas relativamente frías desde altas latitudes de ambos hemisferios, hacia las tropicales. Esta anomalía térmica negativa se acentúa más en las regiones de "emergencia" que se ubican en la inmediata cercanía de las áreas costeras, como ya se describió en el inciso anterior.

El sistema ecuatorial también tiene sobrepuestas circulaciones transversales que, cerca del ecuador y al norte de la CC, se dirigen hacia arriba transportando agua fría llena de sustancias nutritivas cerca de la superficie del mar. Estas aguas que se distinguen por su color verde, son regiones plétóricas en pesca de atún.

En las latitudes medias se encuentra la Región de las Corrientes de los Vientos de Oeste (W) que son variables tal como los vientos de esta región. En el hemisferio sur, en la zona de las "Cuarentenas Bramadoras" entre 40° y 50°S, existe una casi permanente actividad ciclónica que produce una extraordinaria frecuencia de tempestades que culminan en el invierno (junio-agosto). Esta es la región de origen de la principal mar de fondo que llega a nuestras costas.

Inmediatamente frente a la costa de América Central, entre Salina Cruz y San José, existe una corriente costera de reducida velocidad hacia el noroeste de menos de 0.12 nudos; es constante todo el año (Manual Alemán de la Costa Occidental de América del Sur, 1969).

Según estas consideraciones, las aguas territoriales deben pertenecer a la región de la corriente Ecuatorial del Norte (EN), con un mar de color cobalto, que indica muy poco plancton y una pesca de altura sin importancia. Probablemente, sean alcanzadas durante el verano (junio-agosto) a más de 150 km. mar afuera, entre 10° y 12° N, por las circulaciones transversales que se ubican al lado norte de la Contracorriente Ecuatorial (CC). En este caso el color del agua cambiaría a verde, señalando una pesca importante, probablemente de atún. Además, ramales de la corriente de California (C) pueden llegar a las aguas territoriales en invierno (velocidad: menor de 0.25 nudos según el mismo Manual Alemán, 1969) (diciembre-febrero), produciendo el efecto de las aguas

emergentes con la misma consecuencia pesquera de un mar de colorido verde. El "Atlas EASTROPAC" demuestra las verdaderas condiciones oceanográficas en nuestras aguas; véase el ANEXO 1.

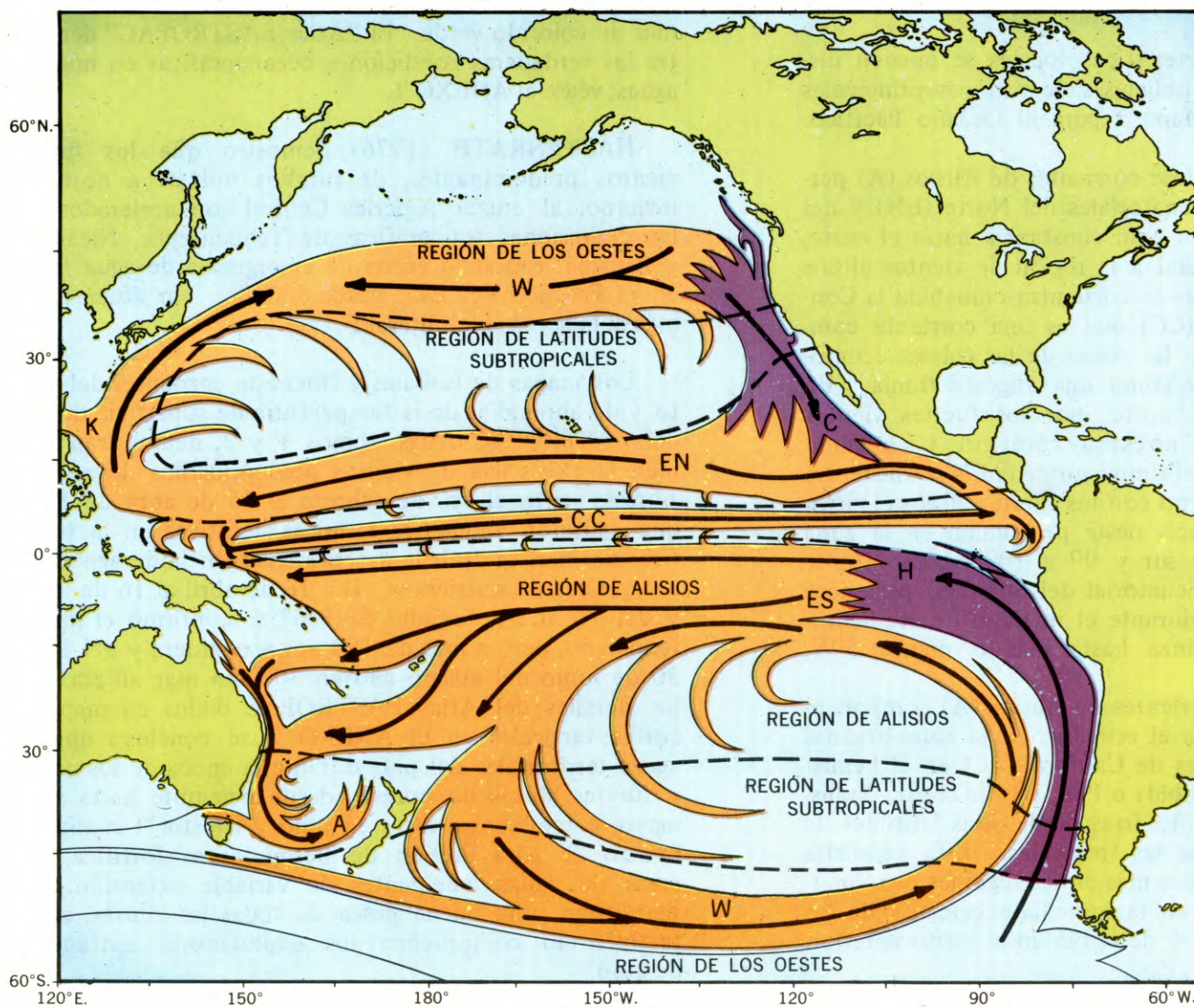
HASTENRATH (1976), demostró que los fuertes vientos predominantes, de rumbos noreste a norte en invierno, al cruzar América Central son acelerados por las depresiones topográficas de Tehuantepec, Nicaragua y Panamá, causando zonas de emergencia de agua fresca en el Pacífico del Este hasta 600 km. mar afuera; para más detalles véase el literal E.

Los mapas de isobatas y líneas de corrientes del viento y de anomalías de la temperatura de superficie de mar del EASTROPAC Atlas, tomos 1 y 3, demuestran también la existencia de vientos predominantes de norte a noreste entre el 10. de febrero al 15 de abril de 1967, que causaron anomalías térmicas negativas en la superficie de mar, es decir la descrita emergencia de aguas dulces y ricas de nutrientes. Del 16 de abril al 16 de mayo y del 16 al 31 de julio de 1967, se confirmó el mismo fenómeno, pero a más de 180 mn. mar afuera y del 10. al 30 de junio del mismo año en 300 mn. mar afuera. De los detalles del Atlas EASTROPAC dados en mapas y cortes verticales en el ANEXO 1 se concluye que las aguas territoriales del país durante la época de los nortes y fuertes alisios de noreste desde diciembre hasta abril-mayo y también a veces en julio y agosto(?) cuando el Centro de Alta Presión de Bermudas se fortifica, son áreas de aguas emergentes de variable extensión, que permitirán una buena pesca de todas las alturas, como también lo comprueban los explotadores extranjeros de atún.

D. El agua de mar

El agua de mar es una solución acuosa que en alta mar consiste un 96.50/o de agua pura. Las propiedades físicas anómalas del agua, que la identifican como una materia rara entre las naturales, también son propias del agua de mar. Por ser la molécula H₂O un dipol eléctrico extraordinariamente fuerte, originan fuerzas intermoleculares considerables, que conducen a la formación de bandadas de moléculas en el agua. Este trae como consecuencia la necesidad de cantidades calóricas muy altas para aumentar el movimiento molecular dentro del agua. Por eso, los valores básicos calóricos del agua son anómalamente altos: el calor específico, el calor de fundición, el calor de vaporización, el punto álgido y el punto de ebullición, que en conjunto favorecen la habitabilidad de la Tierra para el hombre. El calor específico extremadamente alto de 1.0 cal x cm⁻³ x grad⁻¹ convierte el agua en el mejor almacén calórico de todas las sustancias. Dentro de las corrientes marítimas, se realiza un enorme transporte de calor, a lo largo de los mares. El calor de vaporización extremadamente alto, de 600 calorías para un gramo de agua de 0°C, dificulta el resqueamiento de suelo y por otra parte, presenta como calor de condensación, la fuente calórica principal de la atmósfera en las latitudes altas, que contribuye esencialmente al efecto atenuante del calor entre los polos y el ecuador. Además, el agua llega al máximo de su densidad no en el punto álgido, sino antes, a +4°C. Al enfriarse más, la densidad del agua comienza a disminuir lentamente. Al producirse la congelación a 0°C, la disminución de la densidad aumenta súbitamente a un 90/o.

En el agua de mar se conservan las descritas anomalías del agua pura, solamente sus magnitudes se modifican. Parcialmente, la modificación es insignificante, como la de los valores térmicos básicos, parcialmente es importan-



CORRIENTES MARÍTIMAS:

- A : C. Australiana Oriental
- CC : Contracorriente Ecuatorial
- C : C. de California
- H : C. de Humboldt o Perú
- K : C. de Kuru Shivo
- EN : C. Ecuatorial del Norte
- ES : C. Ecuatorial del Sur
- W : C. de los Oestes

Mapa 3: Regiones Naturales del Océano Pacífico, (según DIETRICH, 1957) y Sistema de Corrientes Marítimas en Superficie, (según DIETRICH y ULRICH, 1968), elaborado por H. LESSMANN, 1977.

te como con respecto a la compresibilidad del agua y la velocidad del sonido, y esporádicamente, es aún decisiva para el comportamiento de la naturaleza. Esto vale para la presión osmótica, la conductibilidad eléctrica y el rebajamiento del máximo de densidad de $+4^{\circ}\text{C}$ para agua pura, a -1.33°C para agua salobre de 24.7 por mil y a -3.53°C para la salinidad normal del mar de 35.0 por mil; Figura 4. Lo mismo es válido respecto del rebajamiento del punto álgido de 0.00°C para agua pura a -1.33°C , para agua de mar de salinidad de 24.7 por mil, y a -1.91°C para 35.0 por mil. De estas características se concluye que el agua de mar tiene un comportamiento básicamente diferente del agua pura, porque se congela con -1.91°C , es decir antes de haber alcanzado su densidad máxima que ocurre a una temperatura de -3.53°C . Esto significa que la convección vertical autónoma en el mar no se interrumpe como en el agua dulce cuando el mar se enfría. De manera que el mar continúa suministrando calor a la atmósfera y atenúa el clima en las zonas frías.

Debajo de la superficie del mar existe una capa de mezcla de un espesor de varios decámetros, que se separa de las aguas más profundas, frías y de mayor densidad, por una inversión térmica o "capa de salto térmica". Esta tiene una gran importancia biológica porque los bancos de peces se suelen reunir durante la noche debajo de esta capa en las aguas frescas que contienen más nutrientes.

La densidad del agua de mar, además depende de la salinidad y de la presión, porque el agua es comprimible, aunque poco. Por ejemplo, en la fosa de las Filipinas a

una profundidad de 10.000 m. la densidad es $1.07211 \text{ gr} \times \text{cm}^{-3}$ con 2.48°C y una salinidad de 34.67 por mil. Este hecho hace posible que, por la existencia de diferencias de densidad en grandes profundidades, también allí perdure la circulación oceánica.

La presión osmótica depende muchísimo del grado de salinidad del agua de mar. Como las células de todos los seres vivos tienen membranas semipermeables, la

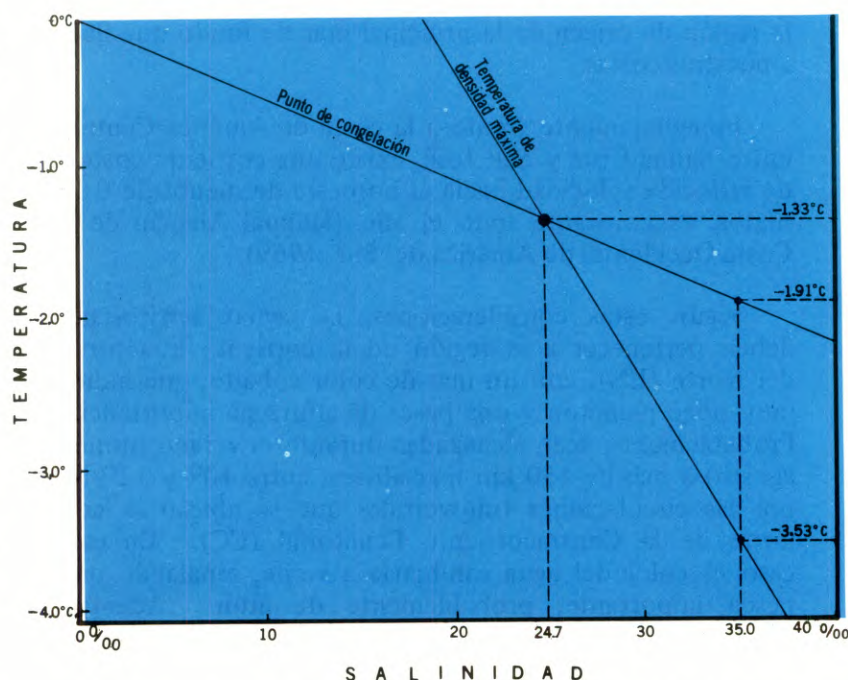


Fig. 4: Punto de congelación y temperatura de densidad máxima del agua de mar en función de la salinidad.

presión osmótica influye en los líquidos celulares. Porque las células se han adaptado a una presión osmótica fija, y pequeñas oscilaciones de la salinidad delimitan la viabilidad de los organismos. De esto resulta una estrecha dependencia de la flora y fauna marinas de salinidades constantes. Donde existen grandes cambios de salinidad como en las áreas de aguas salobres en las desembocaduras de río y en los esteros, el número de especies es reducido.

La velocidad del sonido en el agua es entre 1400 y 1600 metros por segundo, la que es mucho mayor que en el aire. Se crece con los aumentos de temperatura (en $+2.5 \text{ m} \times \text{seg}^{-1}$ por cada grado Celsius), de la salinidad (en $+1.4 \text{ m} \times \text{seg}^{-1}$ por cada mil) y de la profundidad (en $+1.8 \text{ m} \times \text{seg}^{-1}$ por cada 100 metros); DIETRICH, 1957.

Las propiedades ópticas del agua de mar determinan la profundidad de penetración y la composición espectral de la luz en ella y con esto también la temperatura del agua, el color del mar, así como también el límite de asimilación del plancton vegetal que es la base de la vida marina en general. La reflexión, refracción, dispersión y absorción, determinan la propagación de la luz en el agua. El grado de reflexión de la superficie del mar es muy bajo. Para alturas del Sol de más de 25° sobre el horizonte, la reflexión es menor del 10% de la radiación incidente. La refracción de la luz depende estrechamente de la temperatura y salinidad, de manera que al conocer la temperatura se puede determinar la salinidad del grado de la refracción medida. La dispersión de la luz en el agua aumenta y la absorción disminuye cuando la longitud de onda de la luz disminuye de manera que se presenta un mínimo absoluto de la extinción cerca de la longitud de onda de 0.47 m , en la banda azul del espectro, que coincide prácticamente con el máximo de intensidad de la radiación solar $\text{max} = 0.48 \text{ m}$; Figura 5. Así, la naturaleza facilita la penetración de la radiación en el mar a un máximo que favorece la vida marina.

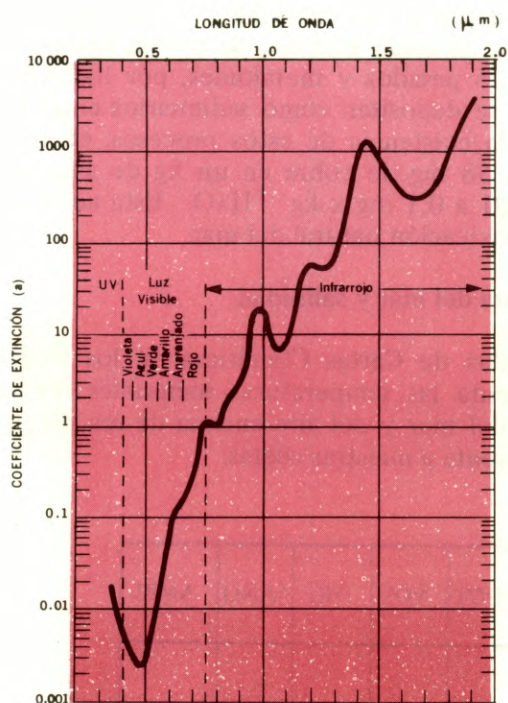


Fig. 5: Coeficiente de extinción para la radiación solar en agua pura en relación con la longitud de onda; según DIETRICH 1957.

El coeficiente (a) da la debilitación de la intensidad I_0 de un rayo de luz después de haber penetrado a través de una capa de agua de espesor de 1 m.:

El color del agua de mar pura es el azul cobalto, que es típico para alta mar, especialmente en las latitudes bajas y medias. Además, se observan colores azul verde, verde, amarillo verde y coloridos lechosos, a veces de aspecto sucio. Ya trazos de sustancias disueltas de humus de un color amarillo intensa o llamadas "sustancias amarillas", originarias del plancton y de contribuyentes fluviales que desde cuencas pantanosas conducen a la desviación de color hacia el verde. Cuanto más azul es el agua de mar, tanto más transparente es, lo cual indica que la producción orgánica por el plancton es escasa, haciendo un "mar desierto". El color verde indica una región marina llena de plancton que, como alimento básico de la fauna marina, señala una región abundante de pesca. Materiales incoloros suspendidos aumentan la dispersión independientemente de la longitud de onda, y aclaran así el color azul del mar.

La transparencia del agua de mar depende de la absorción de la radiación solar por el agua y de la difusión molecular de la luz dentro de ella. El grado de turbiedad aumenta con la concentración de partículas inorgánicas suspendidas, sustancias orgánicas disueltas y de organismos microscópicos. De toda la luz que incide en la superficie en alta mar, llega un 75% hasta un metro de profundidad, un 45% hasta 10 m. y 0.5% hasta 100 m. En aguas costeras la transparencia es mucho menor; en 30 m. de profundidad es solamente un 0.2% . En áreas portuarias, desembocaduras de ríos y de esteros, la turbiedad es todavía mucho mayor.

El agua de mar absorbe la radiación en forma selectiva, entrando la luz roja solamente hasta unos 15 m. de profundidad mientras la radiación de color azul puede llegar hasta 600 m. de profundidad.

El actual contenido medio de sales en toda la mar mundial es 35 por mil, que presenta una composición química prácticamente invariable, gracias a una circulación continua a través de todas las profundidades:

| | | |
|--------------------------------|--------------------------------|--------------------|
| Na Cl | Cloruro de Sodio | 77.8 $\%$ de sales |
| | o sea la "sal común" | |
| Mg Cl ₂ | Cloruro de Magnesio | 10.9 $\%$ " " |
| Mg SO ₄ | Sulfato de Magnesio | 4.7 $\%$ " " |
| K ₂ SO ₄ | Sulfato de Potasio | 2.5 $\%$ " " |
| Ca SO ₄ | Sulfato de Calcio o sea "yeso" | 3.6 $\%$ " " |
| Ca CO ₃ | Carbonato de Calcio | 0.3 $\%$ " " |
| Mg Br ₂ | Bromuro de Magnesio | 0.2 $\%$ " " |

TOTAL: 100.0 $\%$

Sin embargo, ocurren variaciones originadas por los vegetales y animales marinos y las aguas fluviales que son más ricas en carbonatos y sulfatos que en cloruros y contienen más calcio que sodio y magnesio. Para conocer el grado de salinidad S basta por eso medir únicamente el elemento principal, el cloro Cl según la ecuación:

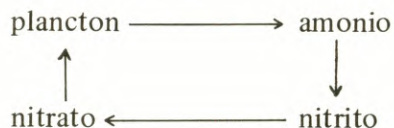
$$S = 0.030 + 1.805 \text{ Cl (por mil).}$$

La salinidad en alta mar varía entre 32 y 38 por mil alcanzando 41 por mil en el Mar Rojo. El superávit de lluvia en las regiones tropicales diluye el agua de mar a salinidades de 33 a 34 por mil.

Además de los componentes principales, el agua de mar contiene vestigios de casi todos los elementos químicos. Pero la participación de estos "indicios de elementos" u "oligoelementos", en total es menor de 0.01% . Unos

veinte de éstos son indispensables para los organismos marinos. Entre éstos ocupan una posición clave los elementos "mínimos": fósforo P, nitrógeno N y silicio Si. P y N pertenecen a los componentes principales del protoplasma. El silicio (Si) sirve en la construcción de las conchas de diatomeas y otros organismos.

El fósforo P se encuentra como fosfato PO₄ combinaciones orgánicas e inorgánicas. El fitoplancton puede utilizar el nitrógeno únicamente en forma de sus combinaciones, nitrato NO₃, nitrito NO₂ y amonio NH₃, que se ordenan en un ciclo



que empieza con los restos de organismos muertos que se descomponen en amonio. Por medio de bacterias se oxida el amonio que pasa a nitrito y finalmente a nitrato, que se acumula en las capas más profundas. De allá solamente en regiones donde existe una convección vertical y en zonas de emergencia, el nitrato puede llegar a la zona eufótica donde el plancton, con la abundancia de luz, lo puede asimilar y constituir en materia orgánica. La concentración de fitoplancton permite una producción abundante del zooplancton, que es el alimento básico para seres orgánicos más grandes, inclusive los peces comerciales. De manera que la pesca de altura se limita a las zonas de redada ubicadas en las áreas ricas de nutrimentos, en las latitudes altas y las zonas de emergencia en las regiones tropicales y subtropicales.

Todos los gases de la atmósfera también están disueltos en el mar. En promedio constan de un 64% de nitrógeno, de un 34% de oxígeno y de un 1.6% de anhídrido carbónico. Importante es la alta solubilidad del biológicamente activo CO₂.

Con la presencia de la clorofila en los fitoorganismos marinos y la energía de la radiación solar, se realiza la producción primitiva de sustancia orgánica en forma de asimilación:



En la capa eufótica predomina muchas veces la asimilación, que reduce el CO₂ y aumenta el oxígeno hasta que resulta una sobresaturación del O₂. En las capas profundas predominan los procesos de oxidación del plancton muerto, donde se gasta O₂ y se libera CO₂. De manera que la cantidad de oxígeno presenta una medida aproximada de la intensidad de la circulación oceánica.

Normalmente, el agua de mar es alcalina con un pH entre 7.6 y 8.4, encontrándose los valores máximos en la

superficie o cerca de ella. La salinidad y temperatura tienen poca influencia en la alcalinidad. En el agua de mar existe un superávit de cationes (iones +, sobre todo Na⁺) sobre los aniones (iones -, sobre todo Cl⁻), es decir que el agua de mar reacciona en forma básica o alcalina. En la capa límite aire-agua, el agua de mar trata de saturarse con el CO₂ de acuerdo a su grado alcalino. Pero la cantidad necesaria para ese proceso, de ácido carbónico H₂CO₃ es 100 a 200 veces más grande que la cantidad de CO₂ disuelto físicamente en el mar. Por esa enorme necesidad de CO₂, el mar ejerce un efecto amortiguante al gran suministro de CO₂ que sufre la atmósfera por la combustión continuamente creciente de petróleo y carbón.

Estrechamente relacionado con la acción del CO₂ es el balance de cal. Existe una dependencia regular entre la solubilidad de la cal, la temperatura, la alcalinidad y la presión de CO₂ con coherencias complicadas. Resulta extraño el hecho de que en los mares calientes el agua de mar está sobresaturada de cal (CaCO₃). Así, se entiende la preferencia de los organismos calcáneos, como el coral, de las regiones tropicales. Además, es notable que con el aumento de la presión hidrostática se aumenta la disociación del ácido de carbón en H₂ y CO₃ que acrecienta la solubilidad de la cal. Por eso, los sedimentos del mar profundo, a más de 4000 m. son casi libres de cal. Esto explica la gran extensión de la arcilla roja eupelágica en el fondo del mar mundial.

Hay organismos con la aptitud de acumular ciertos elementos aunque sean indicios. Por ejemplo, la medusa contiene 32.000 veces más zinc que el agua del mar. Esta acumulación selectiva de materia se puede considerar como un efecto geoquímico definitivo de los procesos bioquímicos, de rápido desarrollo. Así se formaron una cantidad de yacimientos de minerales económicamente valiosos (petróleo, cal, fosfato), metales pesados (sobre todo hierro, cobre y zinc) y yodo (acumulado por algas y esponjas); además se observa una acumulación de sustancias radioactivas que no proceden de los desechos de reactores atómicos. Los yacimientos de sal son otra acumulación, pero no bioquímica que se origina por la desalinización de áreas marinas. Ciertos procesos químicos en el mar hacen a éste habitable para los organismos. Se trata de la absorción selectiva de ciertas sustancias, sobre todo metales pesados y metaloides, por hidróxidos insolubles que se depositan como sedimentos en el fondo del mar. Sin la existencia de estos procesos, el agua de mar contendría 58 mg. de cobre en un kg. de agua marina en vez de 0.001 a 0.1 mg x kg⁻¹H₂O. Esta acción presenta una desintoxicación natural del mar.

E. Temperatura del mar y salinidad

El "Atlas de Cartas Climáticas de los Océanos" de 1944 presenta las temperaturas mensuales medias de la superficie del mar y del aire encima de ésta para la región marítima frente a nuestras costas:

| | ENE | FEB | MAR | ABR | MAY | JUN | JUL | AGO | SEP | OCT | NOV | DIC | AÑO | AMPL |
|--------------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| °C | | | | | | | | | | | | | | |
| temp. aire | 25.8 | 25.8 | 26.1 | 27.1 | 27.3 | 26.9 | 27.0 | 26.9 | 26.6 | 26.3 | 26.5 | 26.3 | 26.6 | 1.5 |
| temp. mar | 26.1 | 25.8 | 26.5 | 27.2 | 28.1 | 27.8 | 27.7 | 27.7 | 27.6 | 27.3 | 27.1 | 27.3 | 27.2 | 2.3 |
| Diferencia | | | | | | | | | | | | | | |
| t _{mar} - t _{aire} | +0.3 | 0.0 | +0.4 | +0.1 | +0.8 | +0.9 | +0.7 | +0.8 | +1.0 | +1.0 | +0.6 | +1.0 | +0.6 | +1.0 |

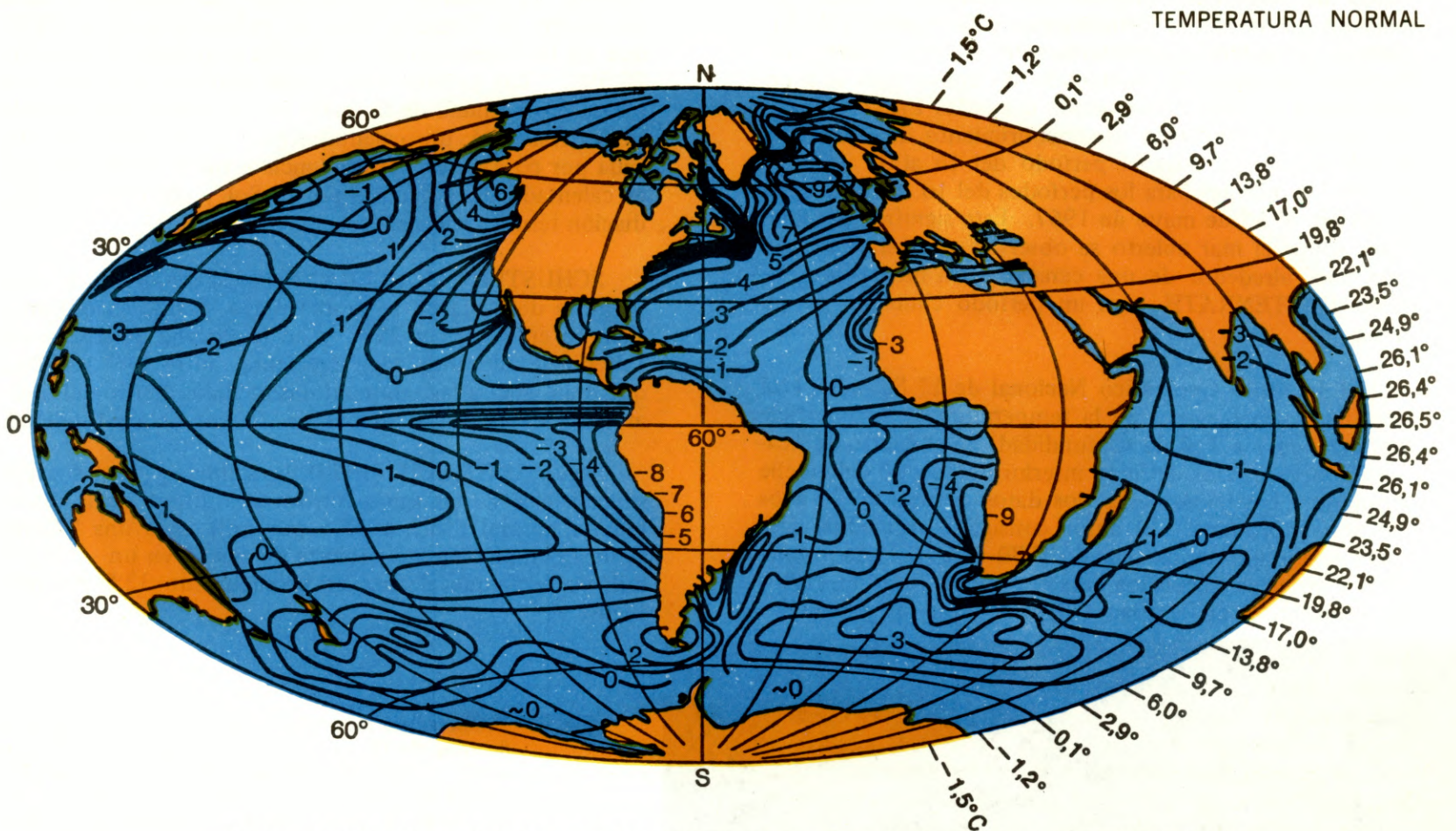


Fig. 6: Distribución media de las anomalías de temperatura en la superficie de mar; según DIETRICH, 1957.

De manera que la superficie del mar en nuestras aguas territoriales situadas en una latitud geográfica entre 10° y 13.5°N es de 2° a 3° más caliente de lo que correspondería teóricamente a la superficie de una "Tierra cubierta completamente con agua" (DIETRICH); Figura 6.

HASTENRATH recientemente diseñó un nuevo mapa de la temperatura de la superficie del mar para las aguas circundantes de las Américas, basado en observaciones de barcos del período 1911-1970 = 60 años; Figura 7. Según éste, las aguas territoriales tienen alrededor de 27°C en los meses enero-febrero y 29° en julio-agosto. Como no corrigió los errores batimétricos sistemáticos de las mediciones originales, resultan diferencias de $+1^{\circ}\text{C}$ contra los valores del Atlas.

HASTENRATH llegó a conclusiones importantes. El mapa de invierno (enero-febrero) demuestra claramente anomalías negativas de la temperatura del mar al sur de

la depresión geográfica de Nicaragua y también al suroeste es decir al sur de la costa de El Salvador. Este fenómeno, por lo visto, es el efecto de la emergencia de aguas frías aumentado por la invasión de aire frío con los Nortes y noreste de gran velocidad, acelerados a través de zonas topográficamente favorables, como son el Istmo de Tehuantepec, la región del Canal de Panamá y la mencionada depresión de Nicaragua. Este hecho se confirma en el Atlas EASTROPAC en los ejemplos anotados para los meses de febrero y marzo de los años de 1967 y 1968 (ANEXO 1), donde se ubican las zonas de aguas frías, con inclusión de nuestras aguas territoriales o partes de ellas con anomalías térmicas negativas de 1°C y más, que coinciden con los vientos de norte y noreste hacia mar afuera en los mapas correspondientes. Efectos similares, aunque no tan evidentes ocurren durante los meses de julio-agosto según HASTENRATH, cuando la estación lluviosa suele mostrar cierta disminución. Entonces, los alisios del noreste aumentados por el fortalecimiento del anti-

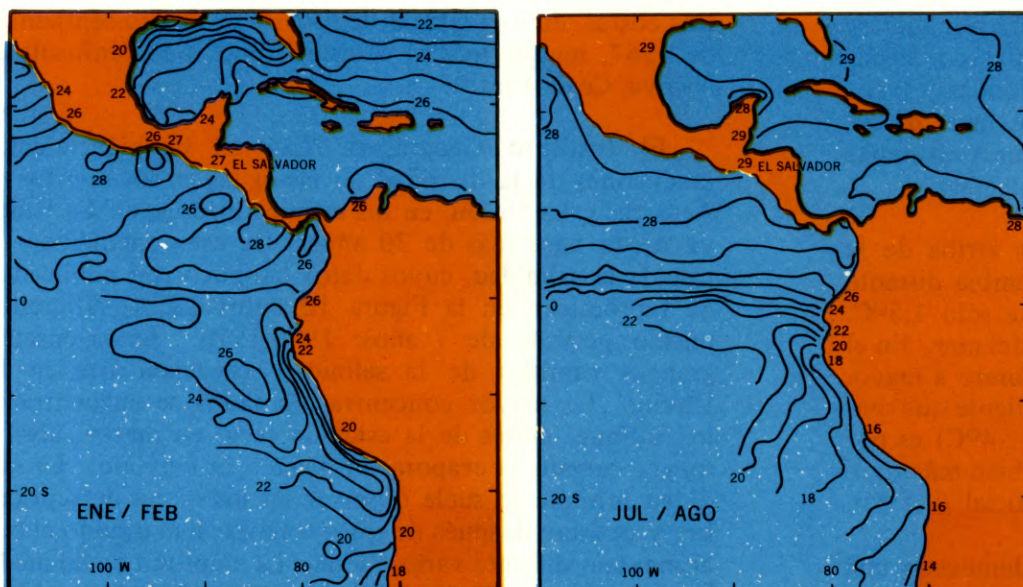


Fig. 7: Distribución media de la temperatura de superficie de mar durante el invierno (enero-febrero) y el verano (julio-agosto), durante 60 años (1911-1970) según HASTENRATH (1976).

ciclón de Bermudas, originan nuevamente el efecto de embudo del Istmo de Tehuantepec y la depresión de Nicaragua y penetran profundamente al mar abierto del Pacífico, causando la emergencia de aguas frías aún en esta época del año. Los mapas del Atlas EASTROPAC, sin embargo, confirman el descubrimiento de HASTENRATH solamente para el período del 16 al 31 de julio de 1967; y además para los períodos del 1o. al 15 de abril y del 1o. al 16 de mayo de 1967. Esto significa que también sobre el mar abierto se observan anomalías de año con año, alrededor de una característica media que elaboró HASTENRATH para un período climático de 60 años.

El Instituto Geográfico Nacional de El Salvador está efectuando mediciones de la temperatura de la superficie del mar (en 1 a 3 m. de profundidad) en el Puerto de Acajutla, pocos metros del lado interior del recodo del muelle primario. Lastimosamente, los datos de más de 25 años no son publicados. El autor consiguió promedios para cada mes y año de los años de 1970 a 1976. Los promedios mensuales calculados para el período total de 7 años se reproducen en la Figura 8, junto con los promedios

Durante la estación lluviosa (mayo-septiembre) el agua del Golfo de Fonseca tiene en promedio más de 30°C, que en la temporada de los Nortes se reduce a solamente 27.5°C. Las grandes variaciones térmicas se deben a la escasa profundidad de la Bahía de La Unión, que permite respectivamente un calentamiento, y enfriamiento del agua por convección y turbulencia a través del fondo, que es calentado directamente por el Sol y enfriado por irradiación térmica hacia el espacio.

SCHUSTER y HARTMANN (1957), midieron la temperatura del agua en la propia playa, donde encontraron siempre entre 27° y 29°C y en la Bocana del Estero de Jaltepeque, durante agua creciente, entre 29° y 30°C, que eran igual a las temperaturas medidas dentro del suelo arenoso de la playa, a más de 15 cm. de profundidad.

Según DIETRICH (1957), la salinidad de las capas superficiales de las aguas territoriales difiere de la distribución normal (35.3 a 35.5 por mil), para una "Tierra ficticia completamente cubierta de agua", en un -3.0 por mil, es decir que alcanza en promedio un 32.5 por mil, Figura 9.

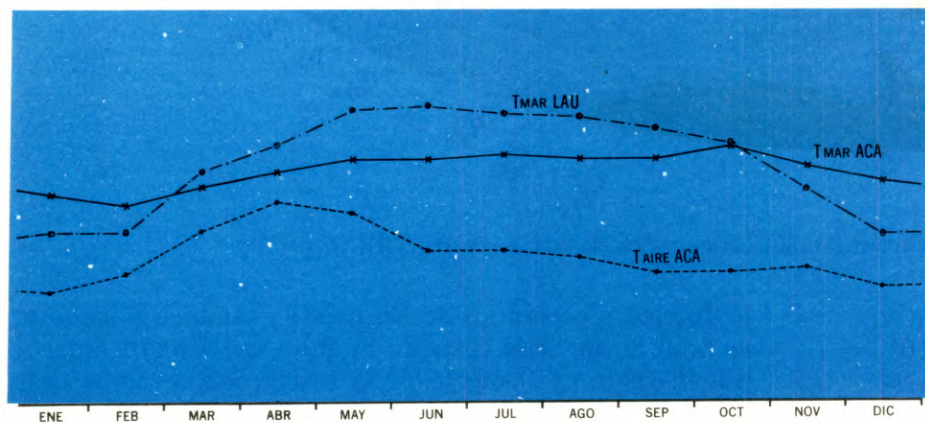


Fig. 8: Temperaturas mensuales medias del mar en el puerto de Acajutla (T mar ACA) y en La Unión (T mar LAU), comparadas con las temperaturas mensuales medias del aire (T aire ACA) en Acajutla (en 2 m. de altura); T mar basadas en registros de 7 años (1970-1976), T aire basadas en registros de 20 años (1956-1975); fuentes: T mar: Instituto Geográfico Nacional, T aire Servicio Meteorológico; El Salvador; diseño por H. Lessmann, 1977.

mensuales de la temperatura del aire en la estación meteorológica del mismo lugar, ubicada en el terreno del puerto. Además, se incluyen en la misma gráfica los valores correspondientes para el Puerto de La Unión, donde se mide la temperatura superficial en una posición parecida a la de Acajutla, cerca de las bodegas ubicadas en el muelle de Cutuco.

En el área portuaria de Acajutla la temperatura del agua es 2°C más elevada que en alta mar. En ambas regiones el mar casi no cambia su temperatura durante el curso del año (amplitud anual: en alta mar: 2.3°, Acajutla: 1.3°C). La mayor desviación negativa del promedio anual de 29.1°C ocurre en los meses de enero y febrero en casi un grado Celsius, debido a que durante el invierno las aguas superficiales son llevadas mar afuera por fuertes vientos de rumbo norte, siendo reemplazadas por aguas más frescas que emergen de capas más profundas y frías. La temperatura del mar en la costa puede bajar de 2° a 4°C como lo demuestran las temperaturas mínimas absolutas de enero y febrero, aquí no reproducidas.

La temperatura del aire pocos metros arriba de la superficie del agua en alta mar, casi no cambia durante el curso del año, de una amplitud anual de sólo 1.5°C. Suele ser casi 1°C más baja que la del agua del mar. En el propio puerto cambia esta relación. De febrero a mayo, el aire en tierra firme es hasta 1.4°C más caliente que mar afuera, de manera que su amplitud anual (2.4°C) es por +0.9°C más grande que sobre el mar y también más grande (por +0.8°C), que la del agua superficial (1.5°C).

En La Unión, la temperatura del agua demuestra una gran amplitud de 3.4°C, que es mayor que la del aire.

Los resultados del Atlas EASTROPAC no coinciden enteramente con los datos de DIETRICH. Como se explica en el ANEXO 1, en febrero y marzo las aguas territoriales tuvieron una salinidad media de 34 por mil con un pequeño aumento a 34.5 por mil, en el área limítrofe de las 200 millas náuticas. En agosto y septiembre de 1967, se obtuvo un promedio hasta un poco menos de 33 por mil, más o menos 100 millas náuticas mar afuera, a la altura de la Fosa de Guatemala. Estas diferencias, por lo visto, indican que el alto grado de evaporación que existe también en nuestras latitudes durante la estación lluviosa, prácticamente evita la disminución del grado de salinidad hasta 32.5 por mil esperada por DIETRICH. Los mapas del Atlas EASTROPAC ubican la isohalina de 32.5 por mil en febrero-marzo de 1967 unos 800 km. al sur de nuestras costas, en una latitud de 5°N, y en agosto-septiembre de 1967, mucho más al sureste, frente a la Península de Nicoya, Costa Rica.

El Instituto Geográfico Nacional también efectúa mediciones de la densidad de las aguas en los puertos de Acajutla y La Unión, en los mismos lugares; en La Unión ya desde hace más de 30 años. De estas mediciones se calcula la salinidad, cuyos datos tampoco son publicados. Se reproducen en la Figura 10, datos que se refieren al mismo período de 7 años: 1970-1976. Estos enseñan grandes cambios de la salinidad, especialmente en La Unión. La mayor concentración salina se encuentra en los últimos meses de la estación seca, en marzo, abril y mayo, cuando la evaporación llega a su máximo. La salinidad mínima se suele observar en los meses de septiembre y octubre después de que las lluvias han diluido el mar al máximo durante varios meses. La amplitud anual media de 2.9 por mil en Acajutla es considerable, cerca de un

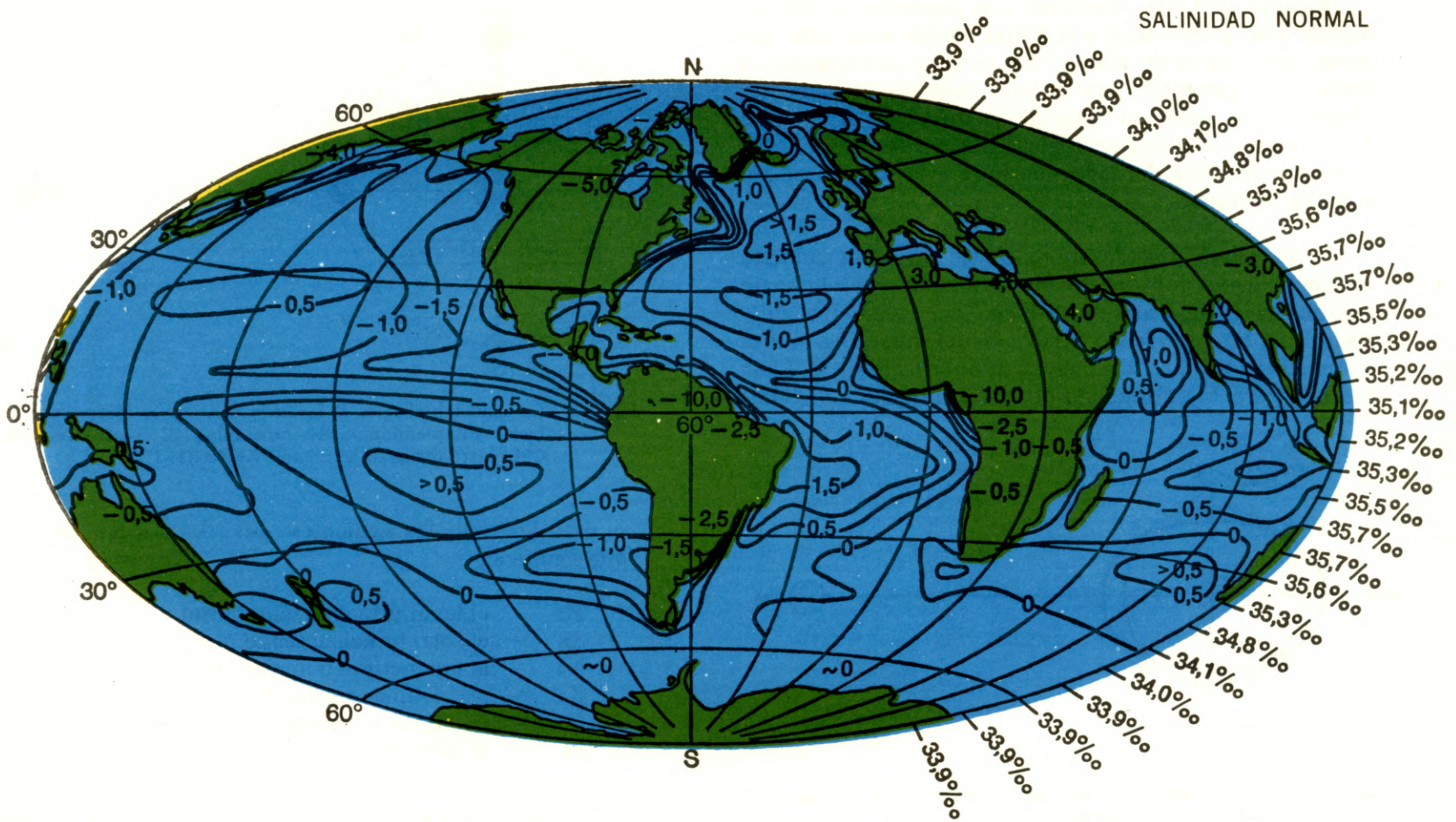


Fig. 9: Distribución media de las anomalías de salinidad en la superficie del mar; según DIETRICH, 1957.

promedio anual de 34 por mil que es 1.5 por mil más alto que la salinidad teórica según DIETRICH; Figura 9. La mayor concentración mensual media tenía en marzo de 1976 un 36.0 por mil y la menor se registró en octubre de 1970 con solamente 30.8 por mil.

En el puerto de La Unión la amplitud anual media de la salinidad llega a 11 por mil, habiéndose registrado una salinidad mensual máxima de 37.3 por mil en abril de 1975 y la menor, de solamente 20.4 por mil, en octubre de 1973, que según la escala de HARTMANN ya no es agua marítima sino polisalina (entre 16.5 y 30.0 por mil).

Las investigaciones más detalladas por HARTMANN en el Estero de Jaltepeque dieron en la estación seca una salinidad de 33 por mil en la bocana con agua entrante; pero solamente 29 a 30 por mil durante la estación lluviosa, en el mismo lugar, bajo las mismas circunstancias.

F. Las mareas

En las costas se observa un movimiento rítmico del nivel del mar que se llama "marea". Durante las 24 horas del día se aprecian dos veces bajamar y dos veces pleamar. El nivel del mar sube durante la "creciente" y baja durante la "bajante" para mantenerse estacionario un tiempo en la pleamar y en la bajamar, respectivamente. Este vaivén del mar está relacionado con la Luna y se reconoce por el hecho de que las mareas altas y bajas se atrasan de un día a otro lo mismo que la Luna, aproximadamente 50 minutos. Además cambia la magnitud del ascenso y descenso del nivel de agua en forma regular durante el curso del mes. En los días de Luna Llena y Luna Nueva las mareas, especialmente fuertes, son lo que llamamos mareas "vivas" (o sicigia), mientras que durante el tiempo de Luna Creciente y Luna Menguante o sea la "Media Luna", ocurren las mareas reducidas llamadas mareas "muertas" (o de cuadratura).

Entre dos pleamares y entre dos bajamares transcurren aproximadamente 12 horas 24 minutos, es decir, frente a nuestra costa existe una marea semi-diurna.

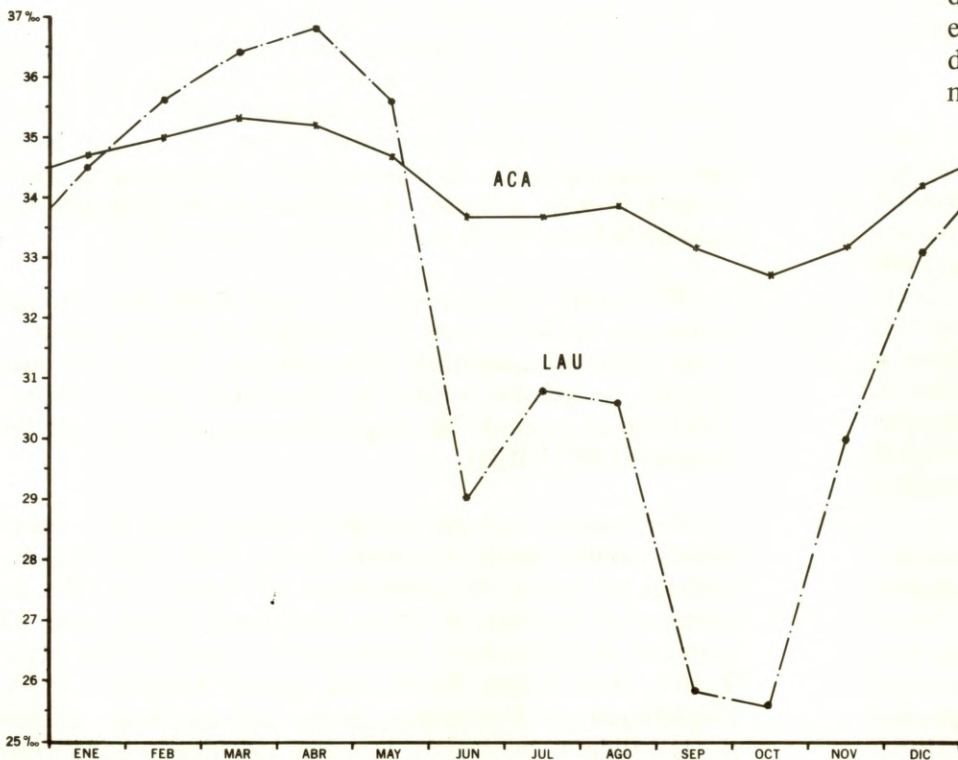


Fig. 10: Salinidad mensual media en los puertos de Acajutla (ACA) y La Unión (LAU) del período 1970-1976 = 7 años; fuente: Instituto Geográfico Nacional de El Salvador; diseño H. Lessmann, 1977.

Aunque la Luna es mucho más pequeña que el Sol, debido a su proximidad a la Tierra, ejerce sobre ésta una fuerza generadora de marea, que es aproximadamente el doble de la producida por el Sol. Además, la marea no resulta de la atracción, sino de la diferencia que existe entre la atracción que se origina en el centro de la Tierra y en su superficie del lado que mira a la Luna o el Sol y del lado opuesto.

Si la Tierra girando sobre su eje estuviera cubierta completamente por un océano profundo y la Luna se mantuviera estacionaria en el plano del ecuador, la diferencia de las fuerzas de atracción deformaría la Tierra a un elipsoide cuyo eje mayor apuntaría hacia la Luna (véase Figura 11), formando dos crestas tidales, una (MM)

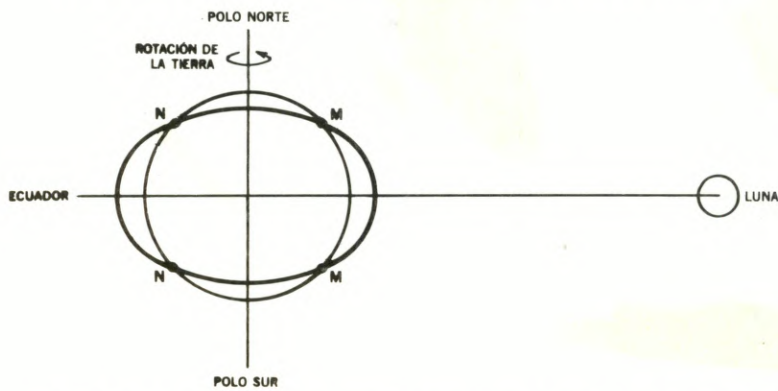


Fig. 11: La marea lunar con la Luna estacionaria en el plano del Ecuador; según PANZARINI, 1970.

hacia la Luna que se encuentra en el cenit, y otra (NN) hacia el lado opuesto. Como la fuerza de atracción tiene su valor máximo en la superficie que mira hacia la Luna, el agua debe correr hacia este lado produciendo una marea baja sobre el meridiano 90° más hacia el oeste, donde la Luna en este momento apenas está saliendo y aquel 90° más al este, donde la Luna ya está poniéndose. En el lado opuesto oculto para la Luna, su fuerza de atracción no alcanza la superficie del mar dejando que el agua de éste se aleje de la Luna, es decir que suba verticalmente produciendo otra pleamar.

La Tierra gira alrededor de su eje en el sentido indicado completando una vuelta cada 24 horas. Pero, como la Luna gira además alrededor de la Tierra, el tiempo para dar una vuelta y llegar al mismo punto de salida es de 24 horas y 48 minutos. Es decir que entre pleamar y bajamar transcurren más o menos 6 horas 12 minutos.

La combinación de la marea producida por la Luna con la que origina el Sol, produce la marea luni-solar que se distingue a través de las múltiples intervenciones directas e indirectas de ambos astros y la Tierra en las mareas; Figura 12. Se refuerzan las mareas cuando Sol y Luna están en conjunción y oposición. En el cuarto creciente y en el menguante las mareas lunar y solar se restan una de otra para producir las mareas muertas. También se producen situaciones que originan anticipos y atrasos de las mareas al paso de la Luna por el meridiano superior o el inferior que se denominan "diferencias por desigualdad de fase", que pueden alcanzar hasta 45 minutos.

Por medio del análisis armónico se puede presentar la altura de la marea "h" como la suma de varias mareas parciales sinusoidales, cada una producida por un "astro ficticio" representativo de un efecto definido. Para presentar las mareas con suficiente precisión, se necesitan 25 a 30 componentes. Pero los seis principales ya pueden servir para calcular las características más significativas;

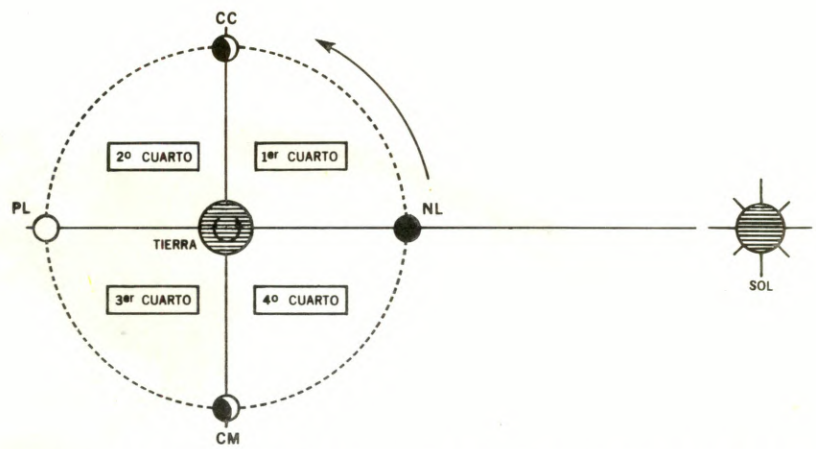


Fig. 12: La marea luni-solar y la diferencia por la desigualdad de fase. PL plenilunio; NL novilunio; CC cuarto creciente; CM cuarto menguante; según PANZARINI, 1970.

se usan los símbolos siguientes: M_2 , S_2 , N_2 , K_1 , O_1 y P_1 que significan:

- M_2 = el lunar principal semidiurno,
- S_2 = el solar principal semidiurno,
- N_2 = el lunar elíptico mayor semidiurno,
- K_1 = el soli-lunar declinacional diurno,
- O_1 = el lunar principal declinacional diurno,
- P_1 = el solar principal declinacional diurno.

GIERLOFF-EMDEN (1959), calificó el tipo de mareas en las costas pacíficas de América Central de semidiurno donde durante el día lunar ocurren dos pleamares y dos bajamares reforzándose las mareas lunar (M_2) y solar (S_2). La amplitud media de marea viva es: $2(M_2 + S_2) = 3.23$ m. para la costa salvadoreña.

GROSS (1977), sin embargo, indica que en todas las costas pacíficas desde el Canadá hasta Colombia (Figura 9-5) las mareas son mixtas, es decir que las dos pleamares diurnas son diferentes y las dos bajamares también. El Almanaque de Mareas del I. G. N. confirma éste para El Salvador. En la misma figura indica para la costa de Guatemala una amplitud media de marea viva de 3.7 m. que es por 0.9 m. (San Diego) hasta 3.2 m. (Acapulco) más grande que en las costas más al norte, pero por 2.0 m. más pequeña que en Balboa, Panamá.

Las "líneas cotidales" unen los lugares del mar donde la pleamar lunar se produce simultáneamente. La línea de 6 horas toca el centro de la costa mejicana. Las líneas cotidales continúan subiendo hacia el sureste de manera que a las 9 horas se encuentra delante de nuestra costa que quiere decir que la pleamar lunar local ocurre 9 horas lunares o sean 8 horas 18 minutos solares después del paso de la Luna por el meridiano de Greenwich.

El "punto anfídromico" es aquel lugar hacia donde convergen las líneas cotidales; allá nunca habrá pleamar, y las aguas se mantienen estacionarias. Este punto más cercano a nuestra costa se encuentra más o menos 1000 km. al oeste de las Islas Galápagos ya algo al sur del ecuador (DIETRICH).

Por mucho tiempo no se conocían bien las condiciones tidales frente a nuestra costa. Informaciones detalladas en forma de pronósticos de horas y niveles de pleamar y bajamar se están publicando desde hace 25 años en el Almanaque Salvadoreño a base de las "Tide Tables, West Coast North and South America", U. S. Department of Commerce, junto con los datos diarios de la salida y puesta de la Luna, calculados por medio

de "The American Ephemeris and Nautical Almanac" del Observatorio de la Marina Nacional de los Estados Unidos de América (U. S. Naval Observatory).

MEYER-ABICH comparó evaluaciones propias de registros efectuados con un mareógrafo en Acajutla durante tres meses en 1952 con los correspondientes de los "Tide Tables ..." para el mismo año. En oportunidad de la planificación del Puerto Nuevo de Acajutla, a propuesta del autor, JOSEPH y MUELLER del Instituto Hidrográfico Alemán de Hamburgo efectuaron registros de mareas y oleaje en el lugar de la futura punta del proyectado muelle, más o menos 1 km. de la costa, desde diciembre 1955 hasta enero 1957. GIERLOFF-EMDEN (1957), sacó a base de las tres fuentes de información disponibles conclusiones provisionales respecto a las condiciones tidales en la costa salvadoreña. Destacó especialmente que en La Unión, retirada en la Bahía del mismo nombre, existe una fuerte influencia local que se manifiesta en un aumento de las amplitudes tidales, llegando a la conclusión de que "estas condiciones especiales de La Unión no se han considerado suficientemente en los pronósticos de las "Tide Tables ..."

Los dos cuadros que siguen presentan datos oficiales de marea publicados desde 1969 en las Cartas Hidrográficas del Instituto Geográfico Nacional "Ing. Pablo Arnoldo Guzmán" que fueron elaboradas con la asistencia de la Marina Nacional de El Salvador y el U. S. Naval Oceanographic Office que no coinciden siempre con la información antigua provisional.

| PUERTO | AMPLITUD | | | | | | FUENTE |
|------------------------------|----------|------|------|------|-----------------------|------|---|
| | media | | viva | | nivel medio de marea* | | |
| | pics | m | pics | m | pics | m | |
| LA LIBERTAD | 5.4 | 1.65 | 6.7 | 2.04 | 3.3 | 1.01 | SAL C. H. 2 1 : 10 000; 1a. Edic. Marzo/71. |
| ACAJUTLA | 5.2 | 1.59 | 6.4 | 1.95 | 3.2 | 0.98 | SAL C. H. 3 1 : 10 000; 2a. Edic. Marzo/71. |
| Costa Abierta de El Salvador | — | 1.85 | — | 2.00 | — | — | Amplitud muerta: 1.60—1.70 GIERLOFF-EMDEN, 1957 |

* El nivel medio de marea \bar{M} (=mean tide level) se compone de los promedios de las pleamares (p) más los promedios de las bajamares (b) entre "2": $\bar{M} = \frac{p + b}{2}$

| ALTURAS MEDIAS (en m) DE MAREAS | | | | | |
|---------------------------------|---------|---------|---------|---------|--|
| | VIVAS | | MUERTAS | | FUENTE |
| | pleamar | bajamar | plcamar | bajamar | |
| LA UNIÓN (Muelle Cutuco) | 3.05 | 0.03 | 2.44 | 0.61 | SAL C. H. 5 1 : 20 000; 1a, Edic. Dic. 1976 Bahía La Unión |
| EL TRIUNFO | 3.10 | 1.10 | 2.20 | 0.20 | SAL C. H. 4 1 : 20 000; 1a. Edic. Mayo 1975 Bahía de Jiquilisco |

Al comparar los datos oficiales para el Muelle Cutuco con los valores de GIERLOFF-EMDEN resulta que los datos antiguos se aproximan a la realidad respecto a las amplitudes tidales media y muerta, mientras su amplitud media viva aparece exagerada: entre 3.25 y 3.72 m. contra la oficial de 3.05 m.—0.03 m. = 3.02 m.

La altura media de las bajamares vivas en el Muelle Cutuco es el "CERO hidrográfico" al cual se refieren los datos de los "Tide Tables ..." y los pronósticos de mareas para La Unión (Cutuco) calculados desde hace varios años en el propio I. G. N. y publicados en su "Almanaque de Mareas, El Salvador". El "CERO topográfico" es el nivel medio del mar (= mean sea level) basado en valores horarios de las mareas de varios años, que es un nivel por 5.1 pies = 1.55 m. más alto que el "CERO hidrográfico".

En el país funcionan dos estaciones mareográficas, en La Unión (Cutuco) y Acajutla (Muelle Exterior). Los pronósticos publicados en el "Almanaque de Mareas, El Salvador", se calculan en el I. G. N. en base de los registros de unos 30 años en el Muelle Cutuco.

Los factores de reducción para los otros puertos, que se deben aplicar a los pronósticos de La Unión, presenta el cuadro siguiente:

| PUERTO | posición geográfica | | diferencias de | | | | amplitud | | Altura media del mar m |
|-----------------|---------------------|---------|--------------------------------------|----------------|-----------------|-----------------|------------|------|------------------------|
| | lat. N | long. W | tiempo | | altura | | media viva | | |
| | | | Pleam. minutos | bajam. minutos | Pleam. factores | bajam. factores | m | m | |
| La Unión Cutuco | 13°20' | 87°49' | ver pronósticos diarios en Almanaque | | | | 2.47 | 3.05 | 1.52 |
| El Triunfo | 13°16' | 88°33' | - 10 | - 10 | 0.85 | 0.85 | 2.10 | 2.59 | 1.28 |
| La Libertad | 13°29' | 89°19' | - 26 | ± 0 | 0.67 | 0.67 | 1.65 | 2.04 | 1.01 |
| Acajutla | 13°35' | 89°51' | - 25 | - 3 | 0.64 | 0.64 | 1.59 | 1.59 | 0.98 |

G. Oleaje, mar de fondo y olas

En el mar se distinguen ondas superficiales y ondas internas. Las primeras son más grandes en la superficie de mar y se reducen hacia el fondo submarino. Ondas internas pueden desarrollarse fuertemente dentro del mar en profundidades donde existen zonas de discontinuidad de densidad, reduciéndose en ambas direcciones, hacia la superficie de mar y hacia el fondo de mar.

Para describir las ondas se usan las magnitudes siguientes: la amplitud "a" o la altura de onda $h = 2a$, la longitud de onda " λ " que es la distancia horizontal entre dos crestas o dos senos de onda, y el período de onda "t" que es el tiempo que corre entre el paso de dos crestas consecutivas; Figura 13. Las ondas pueden ser progresivas o estacionarias; Figura 14.

Las ondas progresivas se pueden clasificar según MUNK considerando su período de onda "t"; Figura 15:

(i) Las "ondas de viento" tienen los períodos de onda más cortas. Se distinguen tres clases:

(ia) ondas capilares: $t < 0.1$ segundo; se forman por la tensión superficial del agua;

(ib) ondas de ultra- $t = 0.1$ a 1 segundo; se for-

gravedad:

man por la tensión superficial del agua y la gravedad terrestre;

(ic) ondas de gravedad t entre 1 y 30 segundos; se originan únicamente por la gravedad terrestre.

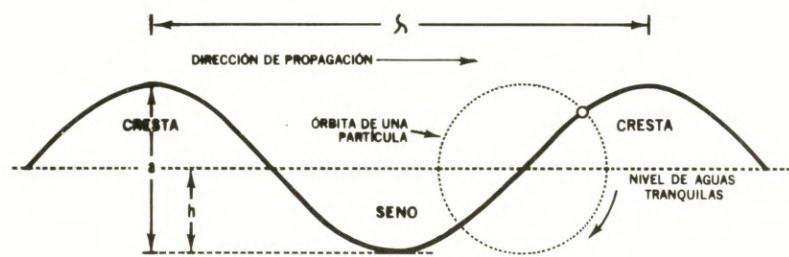


Fig. 13: Los elementos de las olas; según PANZARINI, 1970.

- a = amplitud de onda,
- h = altura de onda,
- λ = longitud de onda.



Fig. 14: Esquema de una onda estacionaria; según BARTELS, 1960.

bién, desempeña un papel la estabilidad termodinámica en la "capa límite interior de PRANDTL" del aire cerca de las olas hasta 20 m, encima de la superficie de mar.

Dentro del agua profunda la amplitud de onda se reduce con la profundidad en forma de una función de "e" y desaparece en el fondo submarino.

En aguas poco profundas las olas se convierten en el tipo de ondas largas donde la órbita de las partículas de agua se transforma de circular a elíptica. Dentro del agua poco profunda, el movimiento llega hasta el fondo. Cuando la profundidad finalmente llega a ser menos de la mitad de la longitud de onda, la mar de fondo se convierte en "mar de leva", donde la anterior órbita de las partículas de agua se convierte finalmente en una trayectoria horizontal rectilínea. En ésta la velocidad de propagación se reduce con la disminución de la profundidad; por eso, las partículas cercanas a la superficie del agua caminan más rápidamente y se rompen.

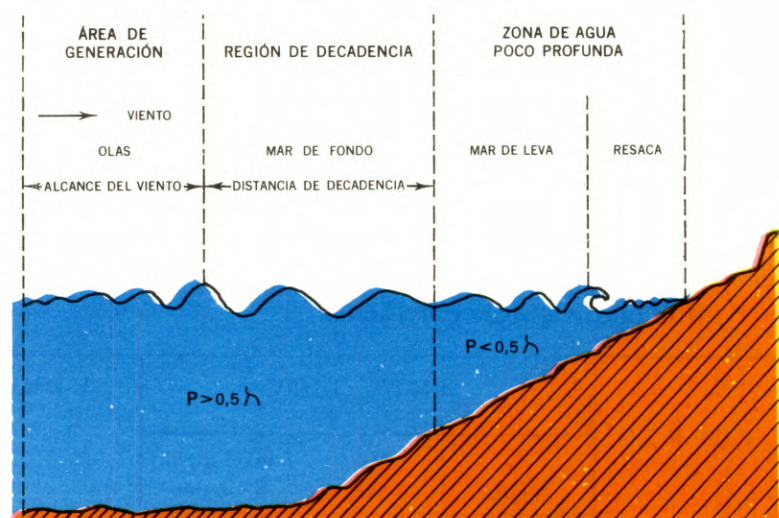


Fig. 16: Las cuatro etapas de vida de las olas según PANZARINI, 1970.

- P = profundidad,
- λ = longitud de onda.

Una onda que se propaga hacia una zona que se hace menos y menos profunda, disminuyen su longitud de onda y velocidad, mientras su altura crece. Las olas que tocan la costa en forma oblicua cambian su orientación longitudinal más y más paralela a la costa porque la parte de la línea de ola migrante que se mueve sobre área menos profunda es frenada más fuertemente y queda más y más atrás.

Las aguas territoriales de El Salvador pertenecen a las más tranquilas de la Tierra, no obstante la existencia, durante todo el año, de una mar de fondo notable. Se observa que ésta, fuera de la costa en alta mar, por lo regular viene del sur con olas largas de pequeña altura y pendientes constantes. Su velocidad de propagación es mayor que la velocidad del viento, porque ya se encuentra fuera del área de generación y dentro de la región de decadencia. Estas ondas han atravesado extensas regiones marítimas para originar una notable resaca en nuestras costas.

La Figura 17, presenta la fotografía aérea tomada el 13 de agosto de 1976, frente a la bocana El Esterón y la Playa Icacal, en el oriente del país y además la evaluación de los procesos ondulatorios del mar cerca de la costa, hasta más de 2 km. mar afuera. Se notan dos mares de leva. La principal procedente del sur (180° - 190°), casi perpendicular a la línea de la costa. Su longitud de onda es de 120 a 140 m. La altura por la cercanía de la costa seguramente ya es de un metro o algo más. La mar

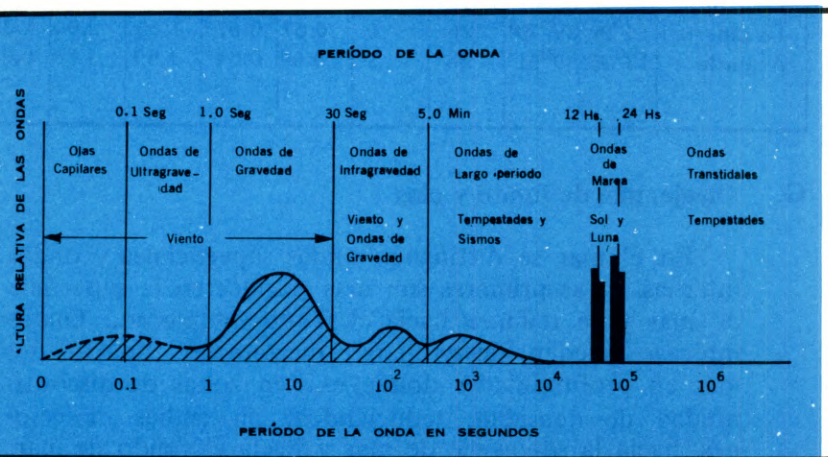


Fig. 15: Clasificación de las ondas de mar según su período; según MUNK, 1951.

Se distinguen "olas" y "mar de fondo"; Figura 16. Las olas se encuentran todavía bajo la acción del viento que las origina. La "mar de fondo" y sus derivados ya emigraron de la región de su origen propagándose más rápidamente que el viento iniciador; o también cuando el viento en su región de origen se calma y el movimiento ondulatorio persiste. Las olas más prominentes de la mar de fondo se originan en regiones permanentemente tempestuosas de las corrientes de los oestes en el Pacífico del Sur.

Con el aumento de la velocidad del viento, las olas de gravedad aumentan su longitud de onda y altura, sin que la proporción "altura : longitud" exceda el valor de 1:8. Al crecer más, se forma espuma en las crestas y las olas rompen. Para la formación de las olas además, son importantes la duración y área de acción del viento. Tam-

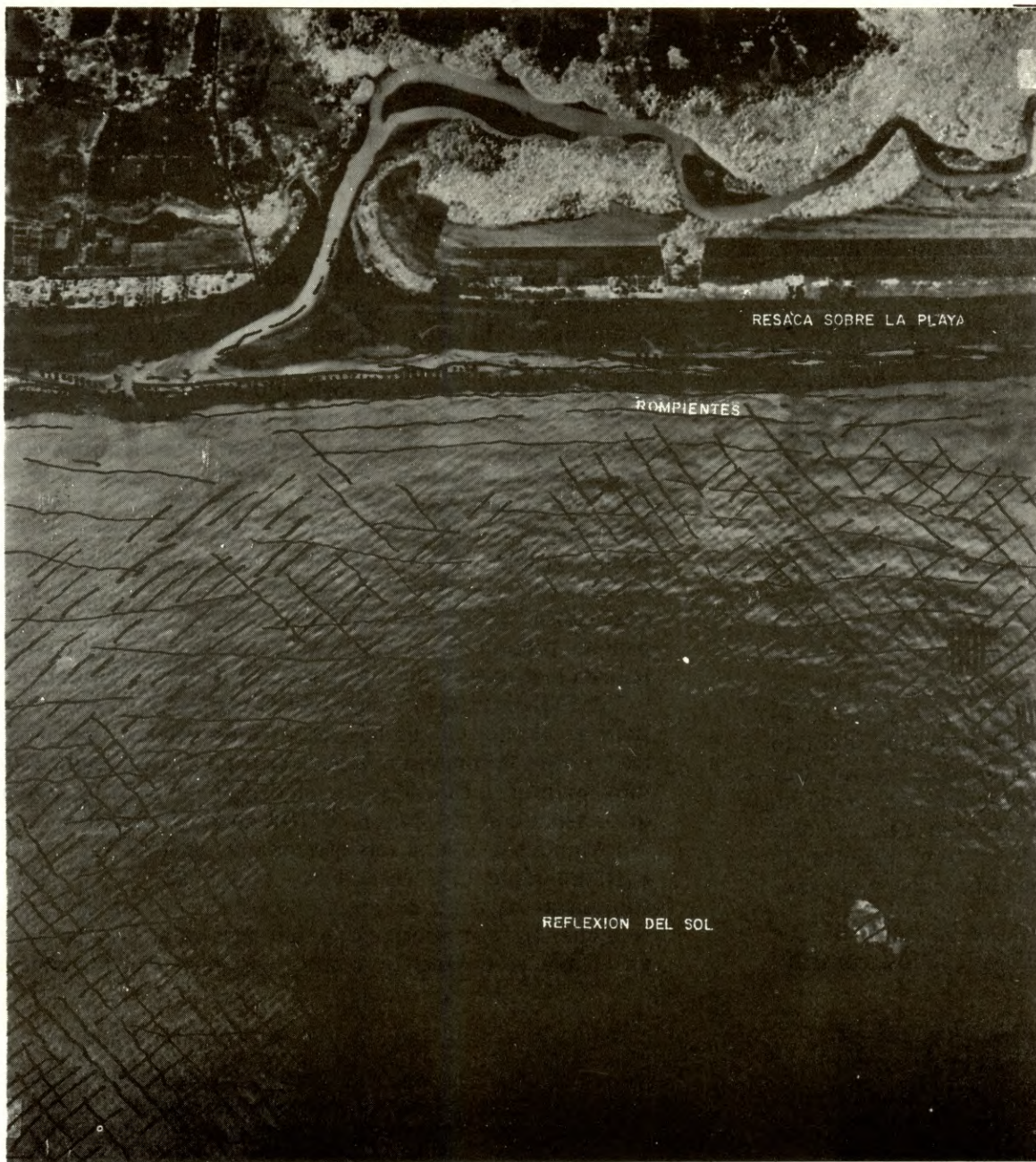


Fig. 17: La superficie de mar es día 13 de agosto, 1976, frente a la Bocana El Esterón y la Playa Icacal en el oriente del país; fotografía aérea del Instituto Geográfico Nacional, escala 1:20 000; levantamiento de diferentes movimientos ondulatorios y diseño por H. Lessmann, 1977.

de leva secundaria viene del suroeste (225° – 230°) con una longitud de onda de casi 40 m. Sobrepuestos se encuentran otros dos movimientos de superficie, uno procedente del sureste (140°) con una longitud de 15 a 20 m. y otro desde el este (80°) de menos de 10 m. de largo.

La mar de fondo principal se había transformado en “mar de leva” sobre una profundidad de 60 a 70 m, o sean 30 a 50 km. al sur de la costa, según Mapa 1. Ésta está superpuesta por otra secundaria que procede del suroeste. Su existencia aparentemente no es tan rara durante la estación lluviosa. Finalmente, las olas que vienen desde el sureste y este, se encuentran todavía bajo la acción del viento que las origina, es decir, que se originaron relativamente hace poco sobre la plataforma continental. Su distribución es bastante uniforme; las olas son cortas y más pronunciadas, lo que equivale al grado 2 de la escala de oleaje que a su vez corresponde a un viento de fuerza 2 de la escala BEAUFORT (entre 1.6 y 3.3 m x seg^{-1}), Fig.18.

Después de haber revisado varios cientos de fotografías aéreas en el Instituto Geográfico Nacional entre los años 1949 y 1976, se puede decir que el ejemplo ilustrado en la Figura 17, refleja muy bien el estado medio del mar frente a nuestras costas. La mar de fondo del sur existe durante todo el año; pero suele ser más fuerte durante la estación lluviosa. Durante esa estación, se produce especialmente la mar de fondo del suroeste, pero no con tanta

frecuencia como la primera. Además, durante la primera parte de la estación seca, noviembre-febrero, durante los períodos de “nortes”, los fuertes y hasta tempestuosos vientos de ese rumbo, de varios días de duración, producen oleaje en la misma dirección, a veces hasta varios cientos de kilómetros mar afuera, sin poder borrar la mar de fondo principal, procedente del sur.

De las observaciones del oleaje frente a nuestra costa, se concluye que la mar de fondo se origina principalmente

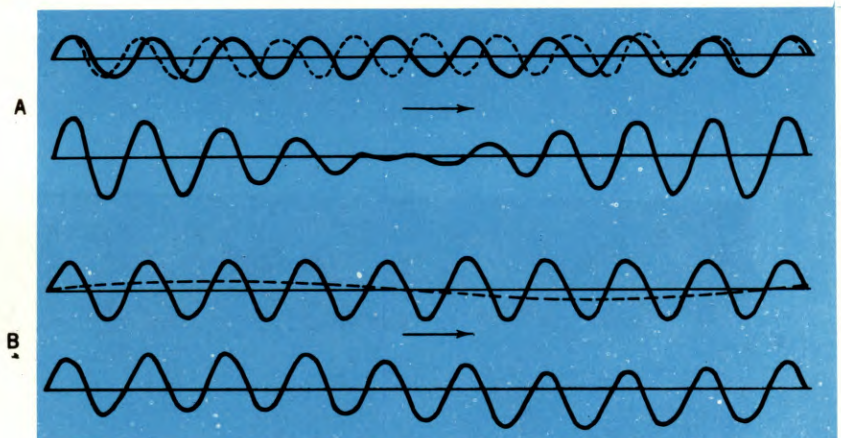


Fig. 18. Interferencia de las olas dando lugar a que éstas se propaguen en grupos: A: interferencia de 2 olas de igual altura y casi igual longitud. B: interferencia entre olas de viento cortas y una mar de fondo larga. Según PANZARINI, 1970.

en un área de generación situada a varios miles de kilómetros mar afuera, probablemente en la región de los vientos alisios del hemisferio sur. En tiempos de una resaca pesada, como ocurre con más frecuencia durante la época lluviosa, la mar de fondo viene probablemente de la zona de vientos del oeste del cinturón de baja presión de los "cuarenta grados" sur. De manera que la mar de fondo procedente de estas remotas regiones del hemisferio sur causa la resaca permanente y viva y por medio de ella interviene en la forma, desarrollo y cambio de nuestras playas.

No se debe excluir de nuestras consideraciones una forma de mar de fondo que viene desde el suroeste hasta oeste, originada por tempestades tropicales y huracanes, que se forman y se mueven entre junio y noviembre de 500 a más de 2000 km. mar afuera, frente a las costas de América Central y México. Esta mar de fondo está superpuesta a la principal del sur; Figura 17.

Las perturbaciones atmosféricas de tipo "temporal" que a veces azotan especialmente las áreas costeras del país, de cuando en cuando van acompañadas de vientos tempestuosos hasta huracanados de rumbos sureste hasta suroeste. Ocurrieron por ejemplo, en junio de 1934, en septiembre-octubre de 1953, en septiembre de 1961 y en septiembre de 1974. Por su larga acción sobre la superficie del mar, estos vientos intensifican la mar de fondo original, causando resacas extraordinarias, como por ejemplo durante el temporal de septiembre de 1974, inducido por el tristemente famoso huracán Fifi del Mar Caribe, cuando desembocaduras de ríos y bocanas de esteros de repente cambiaron sus contornos y lugares.

En esa oportunidad, el mar arrastró la tierra de dos sitios de veraneo, inclusive sus edificios sólidos, construi-

dos sobre cordones costeros de la lengua de arena del Estero de San Diego, que se consideraron seguros durante muchos años. Daños de esa magnitud fueron causados hace pocos meses, el 31 de mayo de 1977, por una pequeña tempestad tropical que produjo un "temporal" y severos estragos especialmente en los grandes esteros de Jaltepeque y Jiquilisco.

Otros tipos de ondas son:

(ii) "ondas de infragravedad", también llamadas "pulsación de resaca", que se originan en la zona de los rompientes. El agua refluyente de la resaca a veces se represa tan fuertemente ante el muro de los rompientes que finalmente rompe el obstáculo en dirección hacia mar afuera. Las pulsaciones tienen períodos entre 30 segundos y 5 minutos. A 300 m de la costa se midieron en estas velocidades hasta $1 \text{ m} \times \text{seg}^{-1}$. Las "pulsaciones de resaca" (en inglés "rip-currents" o "undertow") se pueden localizar bien en las fotografías aéreas de nuestra costa, hechas visibles por las nubes concentradas de sedimentos; Figura 19. Se observan especialmente allá donde hay ensenadas (GIERLOFF-EMDEN). Según KOPP, para el bañista presentan un gran peligro, especialmente cuando la brisa marina esté bien desarrollada. SHEPARD, EMERY y LA FOND (1941) y SHEPARD e INMAN (1950) efectuaron investigaciones básicas y comprobaron la existencia de este fenómeno muchas veces puesto en duda. Son movimientos localizados en ciertos lugares de las playas que varían con el tiempo. GUILCHER los describe como "movimientos de una faja estrecha de agua de 15 a 30 m, bastante rápidos, a veces hasta $1 \text{ m} \times \text{seg}^{-1}$ o 2 nudos sobrepasan la zona de rompientes. En el área de origen se alimentan por aportaciones laterales paralelas a la playa; en el mar se ensanchan y amortiguan, y el agua vuelve a

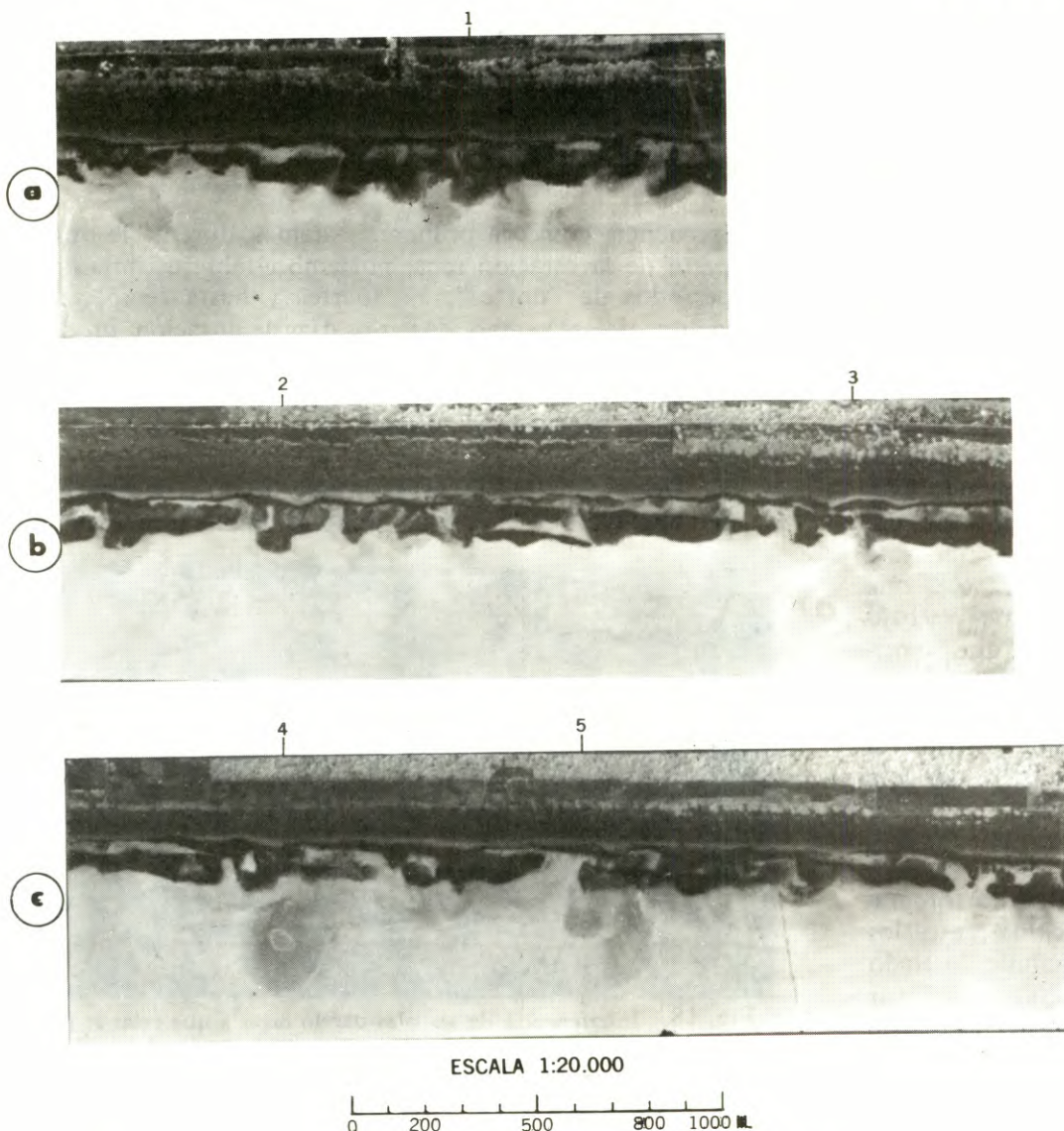


Fig. 19: "Pulsaciones de resaca" hechas visibles por los sedimentos flotantes en el agua. Lugares: Al suroeste y oeste de Corral de Mulas, Península San Juan del Gozo, Estero de Jiquilisco:

a) 3 Km. al suroeste y oeste, (b) 5 Km. al oeste-suroeste, (c) 8 Km. al oeste.

Fecha: 16 de febrero de 1975; 09:50 a 09:52 hs. a.m.; aproximadamente 2 horas antes de marea baja.

Levantamiento por H. Lessmann, 1977.

- 1: Un cuerpo de agua está regresando de la playa; tiene 10 m. de ancho y llega hasta 200 m. mar afuera desde la orilla humedecida, donde se ensancha a 100 m; a la derecha dos pulsaciones (= rip currents) anteriores hasta 300 m. mar afuera, diámetro 100 - 200 m.
- 2: Un cuerpo de agua está saliendo de la playa; tiene 20 m. de ancho y llega hasta 150 m. mar afuera donde se ensancha a 80 m.
- 3: Un cuerpo de agua ha salido de la playa; tiene 40 m. de ancho, llega hasta 240 m. mar afuera donde se ensancha a 80 m; a la izquierda abajo, aproximadamente 300 m. de la costa se ve claramente un remolino con un "ojo" (0.50 m) y un diámetro total de 240 m.
- 4: Mancha ovalada de una pulsación anterior de 260 m. por 200 m. a una distancia de 200 a 400 m. de la costa.
- 5: Pulsación reciente de 120 m. por 80 m.

Fotografía aérea: Instituto Geográfico Nacional "Ing. Pablo Arnoldo Guzmán".

la playa pasando entre los rompientes. Tienen una carga de sedimentos muy superior a la de las aguas entre las cuales están cogidos. Afectan no solamente el agua en el fondo sino a todas las capas del cuerpo de agua en movimiento". Las pulsaciones de resaca son "ondas de gran longitud y una altura que corresponde más o menos a la décima parte de la altura media de las rompientes que las generaron" (PANZARINI).

GIERLOFF-EMDEN (1977), recientemente demostró la existencia de este fenómeno en fotografías de la costa sur de Nicaragua cerca del Golfo de Fonseca tomadas desde la nave espacial APOLLO 9, en el año de 1969, desde una altitud de 187 km. Las ondas tienen longitudes de varios hectómetros, con períodos de 1 a 10 minutos.

(iii) "Ondas de período largo": se producen tanto por influencias meteorológicas como por movimientos sísmicos. Tienen una periodicidad de 5 minutos hasta varias horas. Pueden extenderse a través de muchos miles de kilómetros a través de todo el Océano Pacífico. A este tipo de ondas pertenecen también las oscilaciones del nivel de agua causada por cambios bruscos de la presión atmosférica y viento, sobre todo durante tormentas eléctricas.

Las "ondas sísmicas" o "tsunamis" ocurren especialmente en el Océano Pacífico. La palabra es de origen japonés y significa "ondas largas en el puerto". Se originan por maremotos y erupciones volcánicas submarinas que sacuden enormes masas de agua. Desde el epicentro, las ondas de agua de origen sísmico, se propagan en forma anular a todos rumbos. En mar profundo, las ondas son de pequeña altura, de 30 a 60 cm. que escapan a la vista. Con una longitud de onda de aproximadamente 250 km. resulta una relación con la altura de 1 : 100.000. Encima de la profundidad media de los océanos de 4000 m, las ondas se propagan con una velocidad de $720 \text{ km} \times \text{h}^{-1}$. En costas llanas de forma de embudo, las ondas pueden crecer hasta 30 m. de alto y más aún y pueden subir río arriba hasta 1 km. La velocidad de la avenida de regreso al mar, puede alcanzar $10 \text{ m} \times \text{seg}^{-1}$.

Vista desde la costa llana, la llegada de un tsunami se anuncia primero por un retiro del agua por cientos de metros, parecido a las mareas bajas vivas quedando seca la playa exterior. Después se observa una subida continua durante varios minutos, formándose en la cercanía inmediata a la playa un frente de agua espumante que crece en forma escarpada y brama perceptiblemente, para arrojarse varios cientos de metros tierra adentro. Después de pocos minutos, el agua desciende a un nuevo bajo nivel que conduce a la encalladura de los barcos que estaban anclados frente a la costa o dentro del puerto. Estos movimientos se repiten por espacio de una a tres horas, con periodicidades de 20 a 30 minutos, hasta que llega más o menos a la novena onda. Después se observa una reducción paulatina del fenómeno.

El borde noroeste y oeste cerca de las fosas marinas frente a las costas de Alaska, Islas Aleutianas, Islas Kuriles, Japón, las Filipinas e Islas Marianas, presenta una zona de peligro permanente. Tsunamis se presentan en casi toda la región del Océano Pacífico, pero en la mayoría de las costas son leves. En el Japón suele ocurrir un tsunami destructor cada 15 años; en las Islas de Hawaii se registraron dos tsunamis en el período de sólo siete años, de 1946 a 1952. El más fuerte, en 1946, causó 173 muertos y 25 millones de dólares de pérdidas.

El Salvador no está a salvo del alcance de este raro e inquietante fenómeno. Hace 20 años, en la madrugada del 10 de marzo de 1957, un tsunami de regular fuerza, procedente de las Islas Aleutianas causó daños en las costas salvadoreñas y la pérdida de varias vidas. La construcción del Puerto Nuevo de Acajutla apenas había empezado, cuando una ola de varios metros de altura destruyó la segunda célula en construcción y causó un cortocircuito en los cables eléctricos que en 10 a 12 metros sobre la playa condujeron la energía a una inmensa grúa, que en el último momento fue sacada del área de peligro con un tractor. Después del tsunami de 1946, los Estados Unidos organizaron un sistema de advertencia de tsunamis para el Océano Pacífico, el "Seismic Sea Wave Warning System", cuya central se encuentra en Honolulu, Hawaii.

El Salvador participa en este sistema de advertencia a partir del año de 1972, a través del Instituto Geográfico Nacional, por medio de su estación mareográfica ubicada en el Puerto de Acajutla.

(iv) "ondas tidales": con oscilaciones de 12 a 24 horas presentan oscilaciones tidales semidiurnas y diurnas producidas por las fuerzas tidales. Pero la topografía del fondo del mar y el transcurso de las costas, así como la rotación de la Tierra, las transforman considerablemente. Se discutió con detalles en el literal F.

(v) "ondas transtidales": son ondas de períodos de más de 12 horas, pero no producidas por las fuerzas tidales. No se observan en nuestras aguas.

(vi) "ondas estacionarias del espejo de agua" o "seiches": se producen por cambios barométricos o por el viento. No se observan en nuestras aguas.

(vii) "ondas internas": se las investigó por primera vez en relación con el "agua muerta"; Figura 20. Este

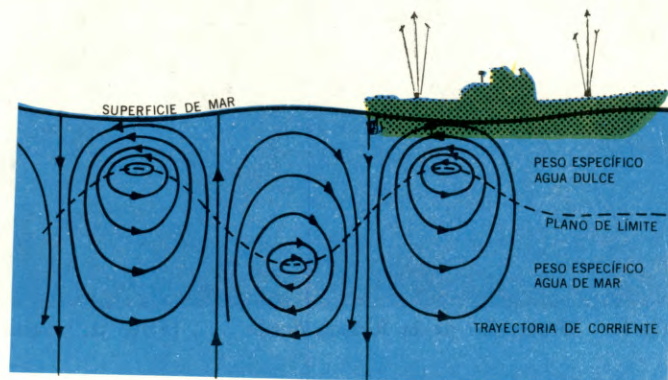


Fig. 20: Fenómeno de "Agua Muerta" según BARTELS, 1960.

fenómeno ya se conocía en la edad antigua, sin ser aclarado sino hasta principios de este siglo. Con este término se caracteriza una situación donde barcos pequeños no logran o casi no logran marchar hacia adelante, aunque el mar esté en calma. Esto se observa especialmente en regiones costeras donde se encuentra una delgada capa de agua fluvial dulce encima del agua salada del mar, que tiene un peso específico mayor que la dulce. En el plano límite entre ambas calidades de agua se producen entonces ondas por el movimiento del timón y la rotación de la hélice de los barcos. Los movimientos orbitales de las partículas de agua se demuestran en la Figura 20.

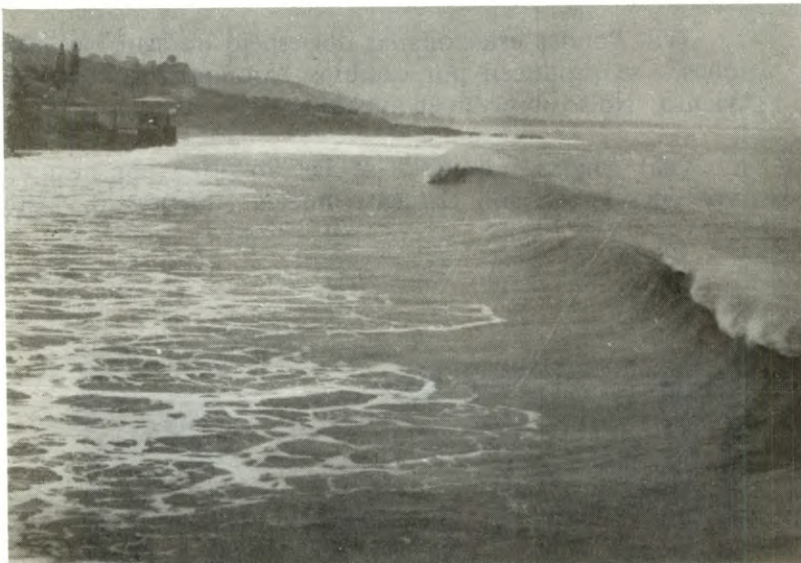
Es posible que el fenómeno del "agua muerta" se presente a veces en nuestras áreas costeras, por ejemplo en el ámbito del Puerto de Acajutla, donde pudiera dificultar hasta imposibilitar el atraque de barcos a los

muelles. Tendría que ocurrir ese contratiempo durante la estación lluviosa cuando, después de lluvias extraordinarias, el río Grande de Sonsonate y los ríos de la Boca El Limón suministren grandes cantidades de agua dulce que cubren toda la bahía, inclusive las aguas en el interior del puerto, con una capa de agua dulce encima del agua del mar.

H. La resaca

Al llegar las olas de la mar de leva a la zona donde la profundidad es aproximadamente 1.3 veces su altura, éstas por el aumento de su altura y la disminución de su longitud, se hacen inestables y se transforman en rompientes que se vuelcan en forma turbulenta hacia adelante, dando lugar a la formación de la resaca que consiste en varias líneas de rompientes a diferentes distancias de la orilla y en diferentes estados de desarrollo; Figura 16. SCHUSTER las describe así: una rompiente "luego se derrama subiendo la playa con velocidad disminuida; se pára y regresa al mar con velocidad poco a poco aumentada hasta que está cubierta por la próxima rompiente que viene". La característica de la resaca se determina principalmente por el modo de las olas de la mar de leva, especialmente su altura, período y longitud; la dirección de los frentes de olas al chocar con la costa y la profundidad del agua. Además, influyen la topografía del fondo, la forma de la orilla, el estado tidal, la fuerza y dirección del viento y la posible existencia de islas o arrecifes frente a la costa; Fotografías de 1 a 8.

En la costa salvadoreña se observa la resaca durante todo el año. Suele tener su fuerza máxima durante el verano (junio-agosto), cuando la actividad ciclónica en las "cuarenta bramadoras" en el hemisferio sur llega a su máximo, y a veces hacia el final de la estación lluviosa (septiembre-octubre), cuando a veces pasan sobre alta mar en relativa cercanía, depresiones atmosféricas de tipo "temporal", y también tempestades tropicales y huracanes frente a las costas guatemalteca y mejicana. Según GIERLOFF-EMDEN, "durante todo el año se alternan períodos de 1 a 3 días de resaca especialmente fuerte, con períodos de resaca débil; y pueden faltar completamente durante unos pocos días del año. La diferenciación más fuerte se encuentra en la resaca arrastrada en la costa acantilada. La resaca más violenta se encuentra frente a la costa llana, donde las rompientes alcanzan alturas máximas de 3 metros . . . La evaluación de fotografías de la resaca señala que son muy frecuentes las rompientes de alturas entre 1.50 y 1.80 m. que rompen uniformemente sobre longitudes de 200 a 1000 m. Frente a las costas acantiladas la resaca de pleamar es más fuerte que la de bajamar, mientras en las costas llanas no se puede notar gran diferencia. La resaca se modifica localmente por las condiciones isobáticas, es decir por el ángulo de pendiente de la playa y de la terraza de playa, así como por el curso de la línea de playa, en forma de ensenadas y salientes. Aquí resultan efectos recíprocos, porque la resaca, a su vez, origina la modelación local de la playa y de la misma línea de playa".



Fotografía 1: Desarrollo de la Resaca desde . . . (Foto H. Lessmann).



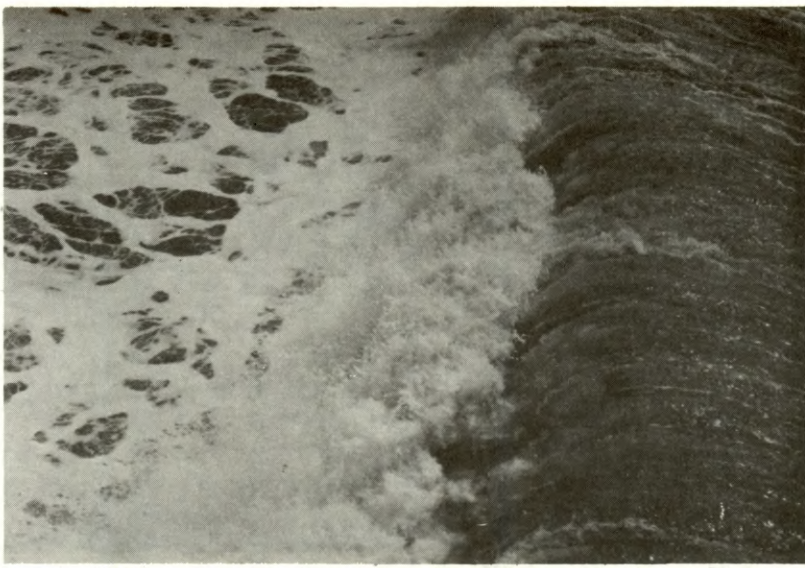
Fotografía 2: . . . la formación de los rompientes . . . (Foto H. Lessmann).



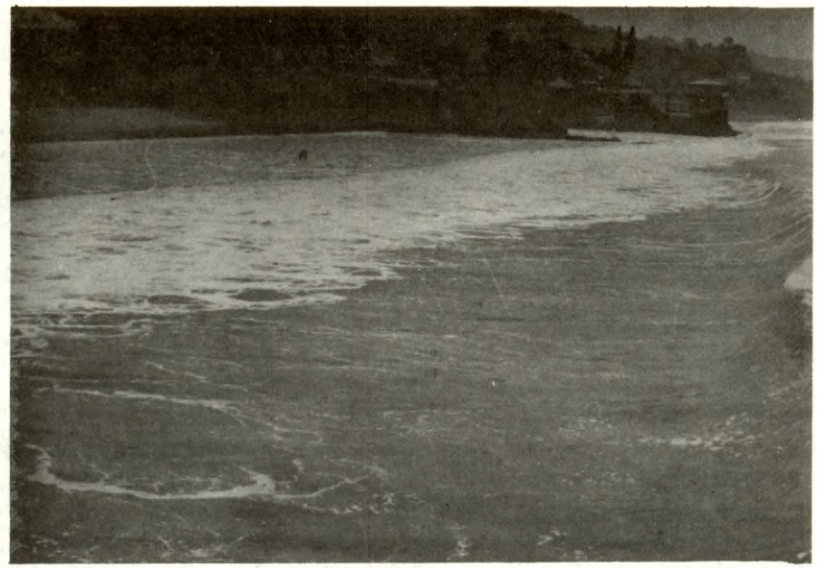
Fotografía 3: . . . que se vuelcan . . . (Foto H. Lessmann).



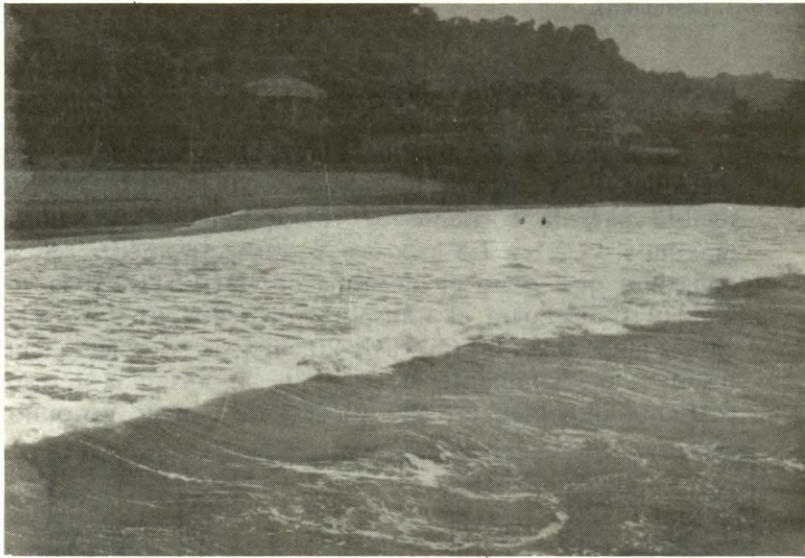
Fotografía 4: . . . en forma turbulenta . . . (Foto H. Lessmann).



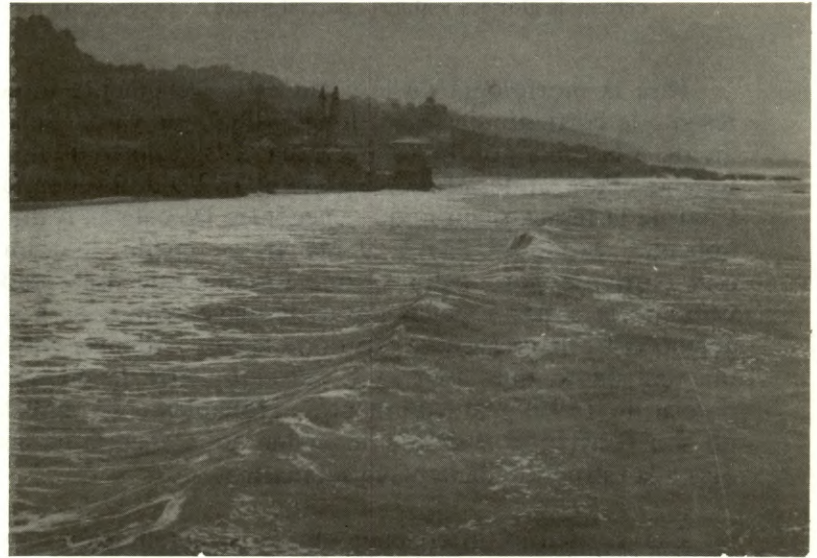
Fotografía 5: ... hacia adelante ... (Foto H. Lessmann).



Fotografía 6: ... hasta que el último derrame ... (Foto H. Lessmann).



Fotografía 7: del agua baña la playa y ... (Foto H. Lessmann).



Fotografía 8: ... regresa al mar hasta que esté cubierta por la próxima rompiente. (Foto H. Lessmann).

SCHUSTER investigó las rompientes en fotografías aéreas. “En la mayoría de las costas llanas de El Salvador, el frente de rompientes forma con la línea costera un ángulo abierto hacia el sureste. Este ángulo no tiene más de 5° ; frente a las anchas playas de El Cuco era solamente 2° . En playas poco inclinadas, el ángulo varía entre 5° y 9° . Cerca de las puntas de las penínsulas las olas llegan con ángulos de 12° a 14° . En las playas de las costas acantiladas la dirección de las rompientes es variable e irregular”.

Debido al transporte del agua hacia la playa asociado a las rompientes, estas últimas producen una corriente dirigida a lo largo de la orilla, hacia el lado abierto del ángulo que forman con la costa.

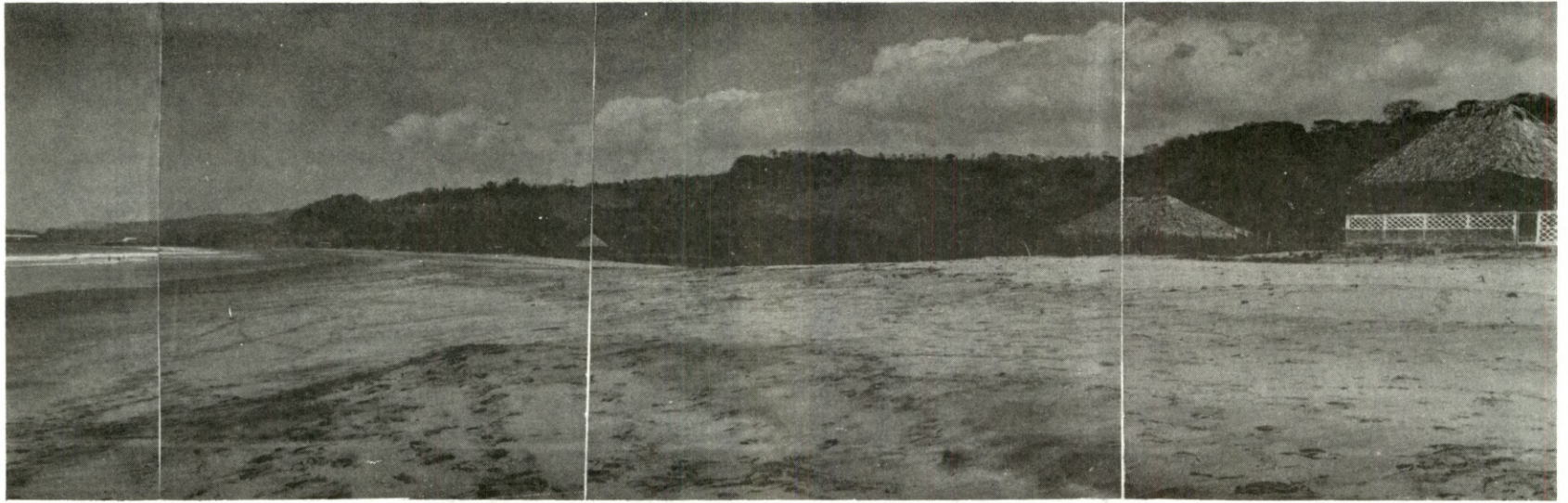
GIERLOFF-EMDEN hizo una estimación de la energía de resaca bajo las condiciones salvadoreñas usando desarrollos matemáticos de WYRTKI (1953). Sobre el sector costero de un kilómetro de largo actúa bajo condiciones medias de resaca diariamente una energía de $2 \times 10^9 \text{ m} \times \text{kg} \times \text{día}^{-1}$, que es equivalente a un trabajo de subir 2 millones de toneladas métricas diariamente por un metro. Según PUTNAM, MUNK y SHEPARD, un 15% de esta energía o sean $3 \times 10^8 \text{ m} \times \text{kg} \times \text{día}^{-1}$ están disponibles para el desarrollo de la corriente costera longitudinal.

Si se usara esta enorme cantidad de energía para el transporte de arena en una sola dirección, la costa cam-

biaría su forma con una velocidad y extensión tan grandes como no existen en la realidad. Por eso, la mayor parte de la energía de resaca, según las estimaciones teóricas de GIERLOFF-EMDEN, seguramente está gastada para transportes de materiales, en un vaivén que en el efecto final, se restan unos a otros, dejando como balance neto un pequeño cambio de las condiciones, durante el curso de largos períodos de tiempo. “Condiciones de esta índole se comprueban en las observaciones ... Por ejemplo, se encontró que las lenguas de arena de los esteros crecen por medio de una pieza adicional en forma de gancho tanto hacia el este como hacia el oeste. Esto quiere decir que las corrientes costeras longitudinales producidas por la resaca, no son constantes sino que pueden cambiar su dirección en 180° durante el curso de épocas de tiempo cortas o largas, frente a la misma parte de la costa. Este efecto se debe al hecho de que la mar de fondo no es constante sino cambia su procedencia con el tiempo, por ejemplo de sureste sobre sur, a suroeste”.

Según la pendiente de la playa se observan “rompientes arrastradas”, “rompientes de volteo” (Fotografía 9) y también “rompientes de torrentes”. Las primeras se producen cuando la mar de fondo tiene pendiente mayor de $1/100$, y las segundas cuando tiene pendiente menor de $1/200$. Cuando el viento sopla hacia tierra firme (brisa marina), acentúa las arrastradas; cuando sopla hacia el mar (Nortes) acentúa las de volteo.

Las “pulsaciones de resacas ya fueron discutidas anteriormente como (ii) “ondas de infragravedad”.



Fotografía 9: Playa San Diego—Ticuisiapa durante bajamar media y Cuarto Creciente de la Luna; en el centro del primer plano un “cuerno de playa” (10) visible por su color azul-violeta más oscuro que sus alrededores; más arriba sobre la playa posterior huellas de derrames extremos de pleamar media; más arriba disminuye la pendiente de la playa hasta el “pie de escarpa” (14) donde aumenta el declive inmediatamente delante de la cerca y la glorieta, cubierta parcialmente con vegetación pionera. (Foto H. Lessmann).

Para la morfología de la costa es especialmente interesante la corriente de resaca longitudinal que va paralelamente a la orilla porque ésta efectúa el transporte de materiales. Para su desarrollo se gasta el 15% de la energía total de la resaca siempre que encuentre la costa en forma oblicua. Según PUTNAM y MUNK se puede describir esta corriente por medio de una fórmula que usa como variables la altura y pendiente de la playa submarina y el ángulo entre la cresta y la altura de la ola. Además entra una constante que expresa la relación entre la energía parcial de 15% y el rozamiento. Probablemente, ambas no son constantes sino que dependen de la energía de las olas y la estructura de la playa submarina.

Las corrientes intervienen en la sedimentación por (1) la erosión sobre las partículas depositadas (2) transportando las que son móviles, dificultando de esta manera (3) su depósito. Las relaciones de estos tres procesos: la erosión, el transporte y el depósito con la velocidad de corriente y el tamaño de las partículas están definidas por las dos curvas clásicas publicadas por HJULSTRÖM en 1935 que se reproducen en la Figura 21.

La curva superior demuestra que los sedimentos de arenas finas (ϕ de 0.25 a 0.5 mm) se ponen más fácilmente en movimiento que los diminutos granos de polvo y coloides (ϕ menor de 0.02 mm) y las arenas gruesas y guijarros (ϕ mayor de 2 mm) que requieren velocidades mayores para removerlos. Esta ley, definida para sedimentos homométricos, es muy importante para la sedimentación y la morfología de los estuarios. La curva inferior indica que la velocidad mínima necesaria para el transporte disminuye en forma proporcional a la dismi-

nución del tamaño de la partícula.

Al aplicar la fórmula de PUTNAM y MUNK a dos secciones de la costa de El Salvador, GIERLOFF-EMDEN recibió para la corriente de resaca longitudinal valores máximos de 2.1 y 1.5 $\text{m} \times \text{seg}^{-1}$, respectivamente. Si se considera que según el diagrama de HJULSTRÖM la velocidad límite para el transporte de sedimentos de fracciones entre 0.2 y 1 mm, es de 20 $\text{cm} \times \text{seg}^{-1}$ (Figura 21), resulta inmediatamente la eminente importancia de esta corriente que bien arrastra piedras de tamaño de puño.

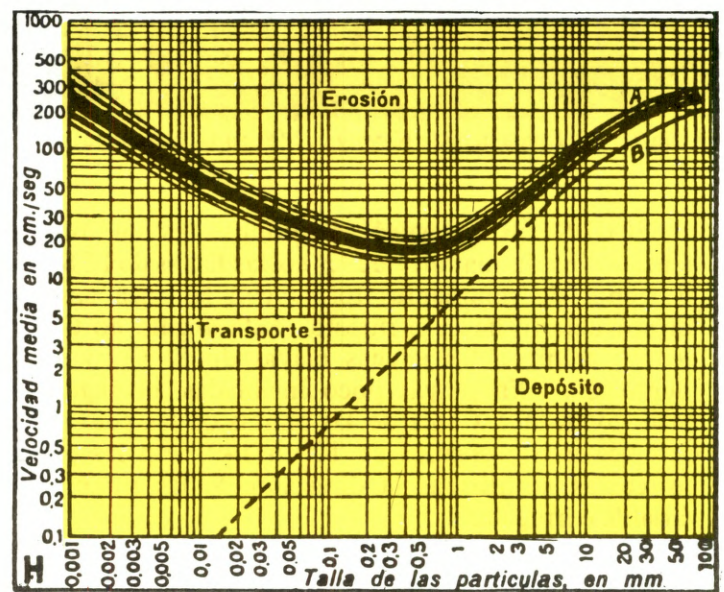


Fig. 21: Relación de erosión, transporte y depósito de sedimentos con la velocidad de las corrientes de agua y el tamaño de los sedimentos, según Hjulström, 1935.