se calienta más que la de sus alrededores, también origina diferencias de densidad y cambios de circulación del agua en el estero. Además, el cambio de las condiciones morfológicas: pendiente de rebote y pendiente de planeo, junto con las corrientes entrante y saliente, se influyen mutuamente. El viento también puede influir en las corrientes internas, sobre todo en el canal principal y la desembocadura, porque el viento suele soplar con gran regularidad en forma de brisa marina durante más de 10 horas (entre 09 y 20 horas), durante gran parte del año; pero también puede soplar día y noche, como los conocidos "Nortes", durante períodos de varios días.

Las corrientes de agua en el estero efectúan la distribución local de los sedimentos. Se forman pendientes de rebote con efectos de erosión y pendientes de planeo con los de acumulación. En un solo ciclo tidal pueden ocurrir ambos fenómenos en el mismo lugar. De manera que se observa un proceso permanente de revuelco de los sedimentos con erosión y acumulación de tal modo que las formas en el ámbito del estero se encuentran en un cambio ininterrumpido. Dice GIERLOFF-EMDEN: "No obstante, hay zonas en que persiste uno u otro tipo de proceso durante un tiempo más largo. Por ejemplo, el aumento de fango en el manglar, la acumulación de tierra en la ribera interior de la punta de lengua de tierra o bien la reducción de la Isla Santander (o Cordoncillo) a través del efecto erosivo de la corriente de bajamar en la orilla oriental de la Bocana Cordoncillo", . . . que condujo a la transformación descrita en el párrafo de la "Lengua de Tierra".

Dentro del estero, en los canales grandes la pendiente de planeo sin corriente es llana y fangosa, mientras la pendiente de rebote es escarpada y muchas veces arenosa. Una corriente fuerte puede ser tan destructiva, que socava el manglar hasta que se derrumba.

El agua del estero tiene color café-amarillo por tantos materiales que contienen y es completamente turbia.

– **Salinidad**

HARTMANN investigó la salinidad y la temperatura del agua en el Estero de Jaltepeque. El contenido de sal varía considerablemente con el cambio del suministro de agua dulce durante el curso del año. La Figura 29 reproduce la distribución media de la temperatura del agua y de la salinidad durante la estación seca. La salinidad entonces aumenta desde el 2 por mil en el canalito de agua más retirado, hasta el 33 por mil en la desembocadura. Durante la estación lluviosa, sin embargo, la situación cambia tanto, que en la bocana tiene 25 por mil con agua saliente y 29 a 30 por mil con la entrante.

– **Temperatura del agua**

Su distribución se presenta en la misma Figura 29. La temperatura más baja era 25°C en el interior de un canal lateral (10b); la más alta 32°C en el canal principal cerca de la desembocadura o en pequeños canales laterales, pero no bajo la sombra del manglar. Además, la temperatura del agua cambia con las mareas, especialmente después de largas lluvias de tipo "temporal". Bajo esta condición se midió cerca de la bocana con agua entrante 29°C, pero con la saliente solamente 26°C.

– **Sedimentos**

WEYL investigó los sedimentos en el Estero de Jaltepeque. Encontró en los manglares arena pura, fango arenoso, fango y sedimentos turbaformes. La pequeña parte orgánica de los sedimentos se explica por la actividad de devorar de los organismos vivientes especialmente los cangrejos.

Las arenas del manglar se componen de fracciones relativamente grandes, con un máximo de 0.2 y otro de 0.5 mm; Figura 30; entre las fracciones grandes predominan las arenas de pómez.

Los fangos arenosos demuestran una gama de magnitudes muy ancha, con dos máximos chatos de frecuencia, aunque no muy significativos, alrededor de 0.05 y de 0.2 mm.

El fango mezclado parcialmente con arena fina y harinosa, demuestra una distribución con el máximo principal alrededor de 0.04 mm. y otro

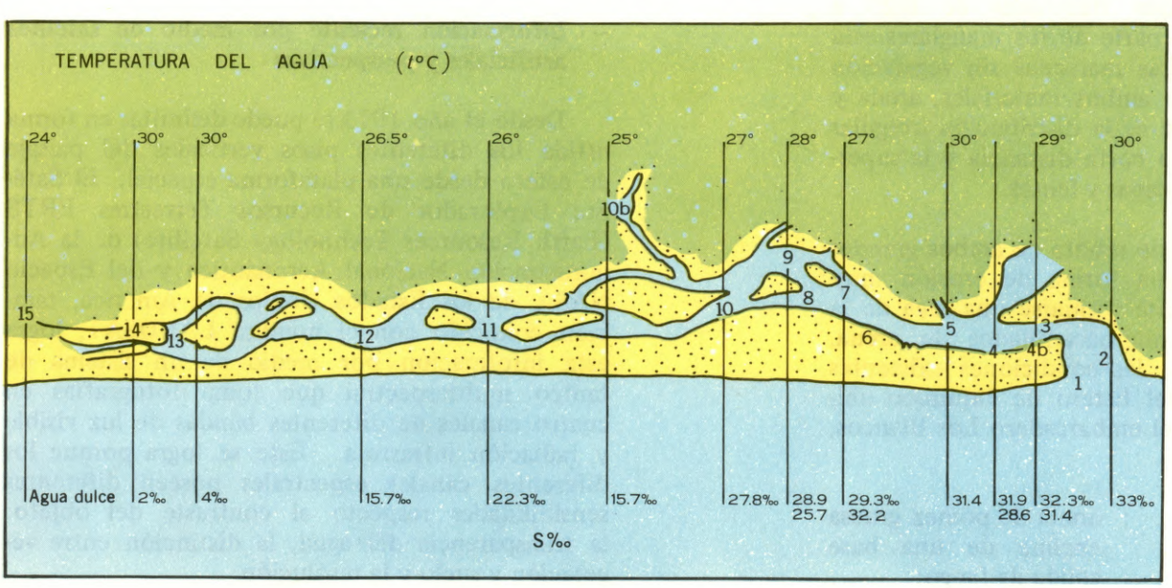



Fig. 29. Distribución de la temperatura de agua (en °C) y la salinidad (en °/oo) en el estero de Jaltepeque, según HARTMANN, 1956.

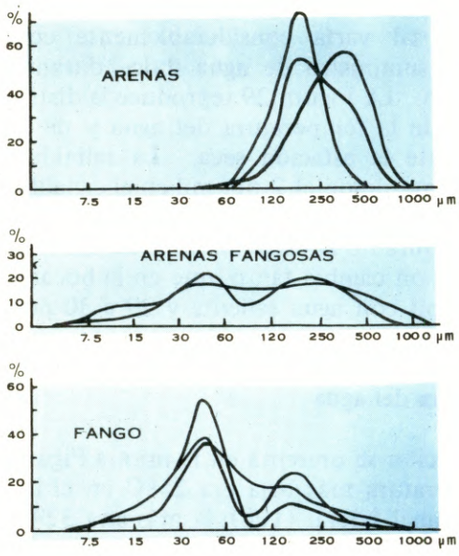



Fig. 30. Distribución granulométrica de sedimentos en los manglares de El Salvador; según WEYL.

secundario cerca de 0.2 mm. que es algo parecido al de las arenas fangosas. La componente orgánica es reducida y consta de restos de mangle, cangrejos e insectos diatomeas. El fango fresco tiene un olor fuerte a $H_2S$ que se produce por putrefacción de restos orgánicos por bacterias. Por ser esta composición venenosa, solamente los estratos superiores están poblados. Las capas más profundas tienen un color azul-negro. No es fácil explicar los dos máximos de la distribución de sedimentos que se originan por diferentes condiciones de corriente. VON DER BRELIE Y TEICHMUELLER igual que WEYL, consideran la actividad de los organismos de gran importancia en la preparación del fango.

En algunos lugares WEYL encontró turbas de mangle llenas de agua. Al secarlo se redujeron a menos de la mitad de su volumen original conteniendo 14 a 26% de sustancia orgánica seca.

La distribución de los sedimentos está estrictamente relacionada con las condiciones de la corriente de agua. Por eso, el tamaño de las fracciones se reduce desde la desembocadura hacia el interior del estero. El fango en el manglar, cerca de La Herradura, consta de un 60% de granos finos entre 0.5 y 0.1 mm., según HARTMANN (Figura 31); pero la arena fina a 100 m. de la bocana del Estero de San Diego aguas arriba, se compone en un 61% de granos de diámetro entre 0.1 y 0.25 mm. En la región de la Bocana El Cordoncillo predominan fracciones de 0.25 a 0.50 mm. La mayor parte de los manglares está cubierta de fango. Las marismas sin vegetación del estero constan de ambos materiales, arena y fango. Muy frecuente es la distribución irregular con grandes cambios a corta distancia y la superposición de diferentes capas y lentes.

En las pendientes de rebote de ambos grandes esteros, se observa una forma de erosión muy interesante, que permite formarse una idea de la estructura de estos microacantilados de arena. HARTMANN describe las condiciones existentes en un canal lateral del Estero de Jiquilisco ubicado 1 km. al oeste del embarcadero Los Blancos, así:

en el fondo del estero : arena de pómez gruesa encima de una base sólida de fango;

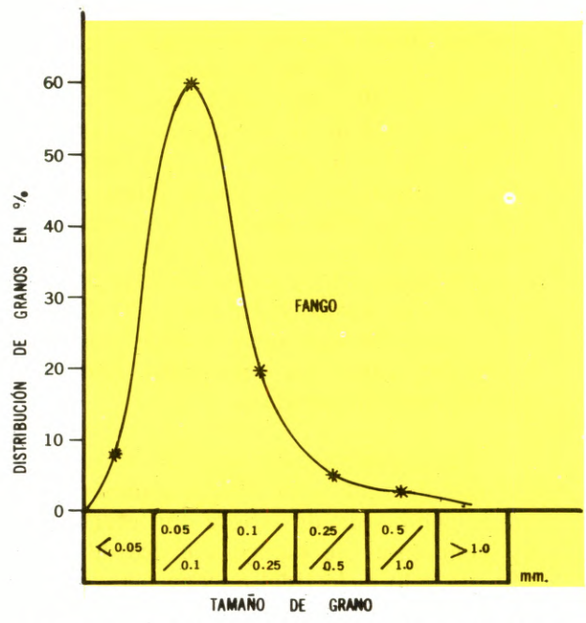



Fig. 31. Distribución granulométrica de fango cerca de La Herradura, en la entrada al canal hacia el Estero de Jaltepeque; según HARTMANN, 1956, diseño por H. Lessmann, 1977.

en la marca de bajamar : suelo blando de mezcla de arena y fango;

en el nivel medio de agua : fango sólido puro;

en la superficie de la barra de fango : fango puro blando;

en la pendiente de rebote, nivel medio de agua : mezcla de arena y fango duro;

en la pendiente de planeo : fango arenoso entre raíces de Rhizophora.

En ese tiempo, 1951-1955, la parte interior occidental del Estero de Jaltepeque se llenó más y más con arenas de pómez gruesas de fracciones entre 1 y 2.5 mm. acarreadas por el río Jiboa. Pocos años después se interrumpió este proceso sin conocer los cambios que han ocurrido desde entonces.

– **Información reciente por medio de satélites artificiales y perspectivas**

Desde el año 1973, se puede delimitar en forma nítida los diferentes pisos verticales del paisaje de estero desde una plataforma espacial. El Satélite Explorador de Recursos Terrestres ERTS (Earth Resources Technology Satellite) de la Administración Nacional Aeronáutica y del Espacio NASA de los Estados Unidos de América, también conocido con el nombre LANDSAT, logra esta información por medio de un sistema de tanteo multiespectral que toma fotografías en cuatro canales de diferentes bandas de luz visible y radiación infrarroja. Este se logra porque los diferentes canales espectrales poseen diferentes sensibilidades respecto al contraste del objeto: la transparencia del agua, la distinción entre vegetación y suelo y la resolución.

Usando esta moderna tecnología, GIERLOFF-EMDEN (1974 y 1976) logró diseñar en 1973 dos mapas temáticos de pequeña escala del área del Estero de Jiquilisco, reproducidos en el Apéndice 3 de la edición española de 1976 de "La Costa de El Salvador" del mismo autor. Determinó tres pisos verticales de este paisaje, inclusive su tipo de vegetación.

PISO I: área terrestre o piso subaéreo encima de la marca de pleamar: tierra firme, islas de barra, lenguas de tierra con cordones costeros e islas de estero;

PISO II: área intertidal o piso anfíbico entre las marcas de pleamar y bajamar: bajíos tidales y manglares, canales tidales; los manglares que radican en los bajíos intertidales, pero cuyas copas se levantan hasta el piso superior (I);

PISO III: Superficies de agua debajo de la marca de bajamar o piso submarino: fondos de canales y del mar litoral (topografía submarina), bancos de arena submarinos, cuerpos de agua del estero y del mar incluso los materiales suspendidos (formas hidrográficas).

Este nuevo método de exploración a control remoto no sólo reemplaza costosos y largos levantamientos en el campo, sino permite además, por medio de la repetición continua de las fotografías cada 18 días, la vigilancia permanente de la dinámica de las costas de lagunas y la extensión de los manglares, a corto y a largo plazo, lo que sería una información de gran importancia económica, además de su valor científico.

**g. Desembocadura del río Lempa. Paisaje 17 (Mapas 14 y 15)**

El río Lempa con su zona estuaria construye una sección costera de 10 km. de largo ubicada entre ambos esteros grandes. Es el suministrante principal de sedimentos para la zona central de la costa de El Salvador.

**– Características de escorrentía del río Lempa**

El clima tropical estacional con una estación lluviosa y una seca bien definidas, produce una gran variación de su caudal de agua durante el curso del año. De acuerdo al Anuario Hidrológico 1971-1972, publicado por el Servicio Hidrológico de El Salvador, el río Lempa tiene en la estación hidrométrica de San Marcos Lempa una escorrentía anual media total de 16000 millones de metros cúbicos (promedio de los años 1969-1972), de los cuales 89°/o escurre durante la estación lluviosa y únicamente un 11°/o durante la seça.

En este lugar, a 24 km. de la costa, el río tiene una elevación de 3.5 m. y una anchura media de 500 m; la amplitud del nivel de río es alrededor de 5 m.

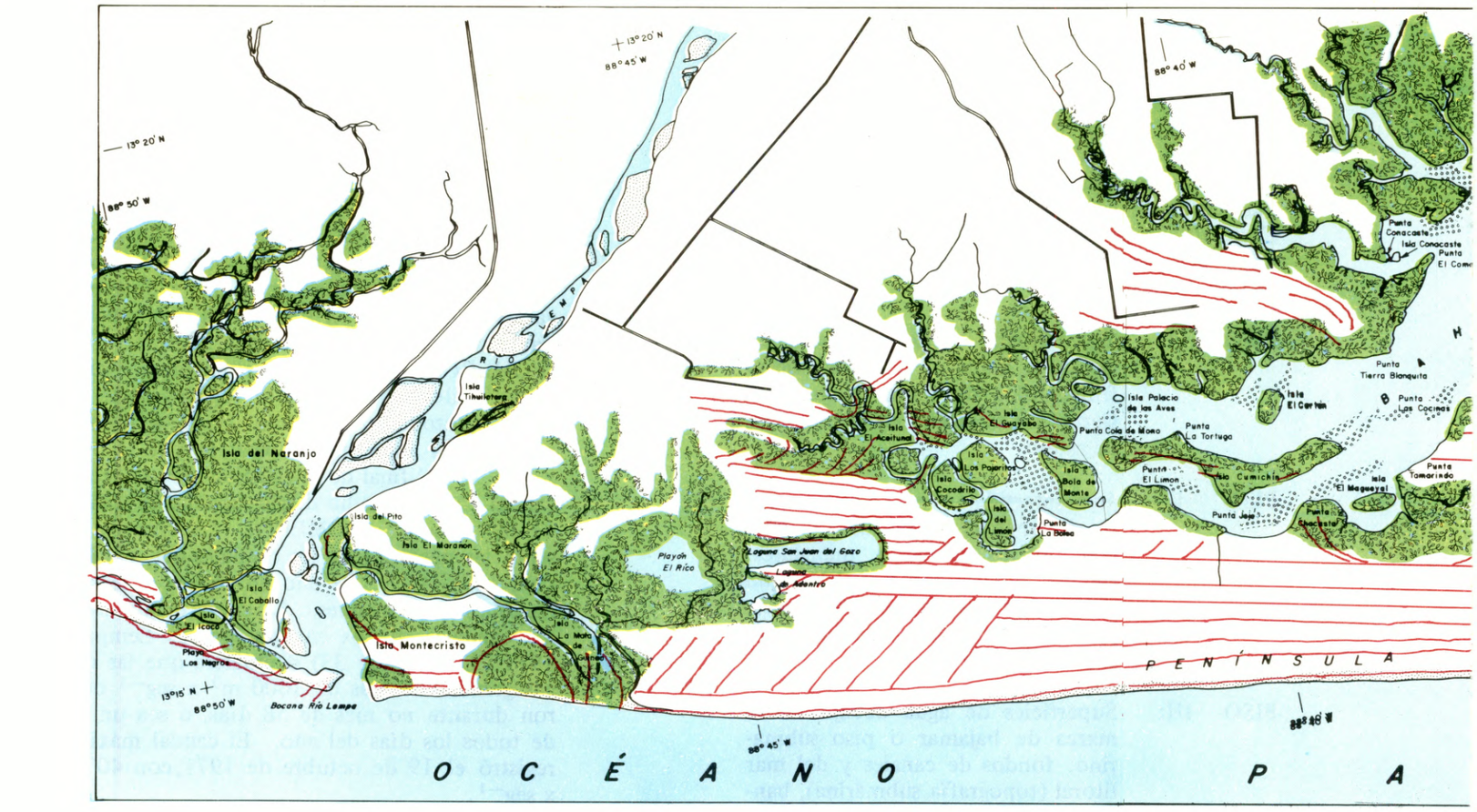
El río tiene allá un caudal anual medio de 500 $m^3 \times seg^{-1}$ (1969-72). En la estación lluviosa (junio-noviembre), el caudal mensual medio varía entre 260 (noviembre) y 1660 $m^3 \times seg^{-1}$ (septiembre), para bajar durante la estación seca hasta 85 $m^3 \times seg^{-1}$ en marzo y abril. Al aumentarse accidentalmente la actividad lluviosa, por ejemplo durante un temporal, los caudales pueden alcanzar diariamente durante una a dos semanas varios miles de $m^3 \times seg^{-1}$. El máximo instantáneo más alto llegó una vez a 9800 $m^3 \times seg^{-1}$ (ROMERO). Cerca de la actual presa hidroeléctrica "5 de Noviembre", se registró como máximo absoluto, el 7 de junio de 1934, durante el paso de una tempestad tropical, más de 15 000 $m^3 \times seg^{-1}$. Al final de la estación seca se reduce el caudal a un promedio diario mínimo de solamente 41 $m^3 \times seg^{-1}$ (ROMERO). La Figura 32 presenta las péntadas de los caudales del río Lempa para 1971-1972. De año en año se observan variaciones considerables. La curva de duración de los caudales diarios en San Marcos Lempa para 1971-1972 (Figura 33) demuestra que las descargas grandes de más de 1000 $m^3 \times seg^{-1}$ ocurrieron durante no más de 58 días, o sea un 16°/o de todos los días del año. El caudal máximo se registró el 19 de octubre de 1971, con 4075 $m^3 \times seg^{-1}$.

**– Transporte de sedimento suspendido**

El transporte anual medio de sedimento suspendido alcanza en San Marcos Lempa 5.5 millones de toneladas. De éstos llegan solamente 3.1 millones de toneladas hasta la desembocadura. 2.4 millones de toneladas o sea un 44°/o son depositadas en este corto tramo de aproximadamente 28 km. de lecho (sobre 24 km. de línea recta) en forma de numerosos bancos de arena. Con el aumento de la actividad lluviosa en intensidad, duración y extensión en la cuenca fluvial, la descarga de agua y por ende la carga de sedimento suspendido, aumenta considerablemente. La Figura 34, presenta las péntadas de los caudales sólidos para el año hidrológico 1971-1972.

Las grandes cargas anuales de sedimento son transportadas en su gran mayoría, durante un corto lapso de 30 a 40 días, con cargas individuales de sedimento suspendido, de más de 100 000 toneladas por día. En 1971-1972, fueron 35 días; entre éstos, 8 días con cargas de más de 300 000 toneladas por día, y un máximo absoluto el 19 de octubre de 1971, de 826,619 toneladas por día. El transporte total de sedimentos suspendidos en los tres meses más caudalosos de agosto a octubre de 1971, era 10 millones de toneladas de los cuales el 56°/o se transportaron sólo en el mes de octubre de 1971. Con estas enormes cargas de sedimento que el río Lempa ha transportado durante el curso de los siglos y milenios río abajo, suministraba y seguirá suministrando el material para la construcción del gran delta, y en gran parte también para la formación de las lenguas de tierra de los grandes esteros vecinos.

Con la construcción de las presas hidroeléctricas "5 de Noviembre" (en 1953) y "Cerrón Grande" (en 1977), la carga de sedimentos se redujo considerablemente, lo que causó una notable reducción del suministro de material de construcción para los bancos de arena en la parte



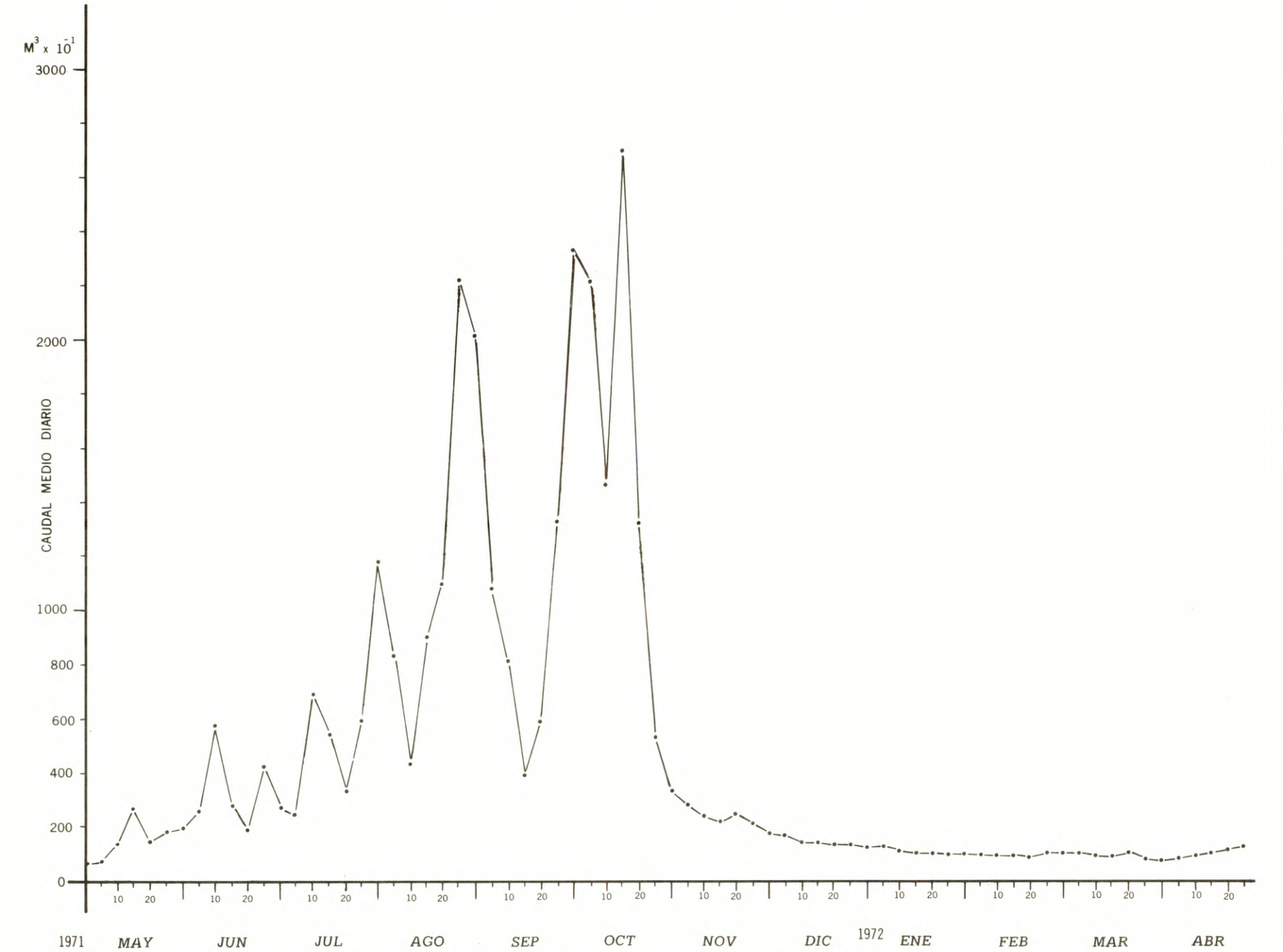
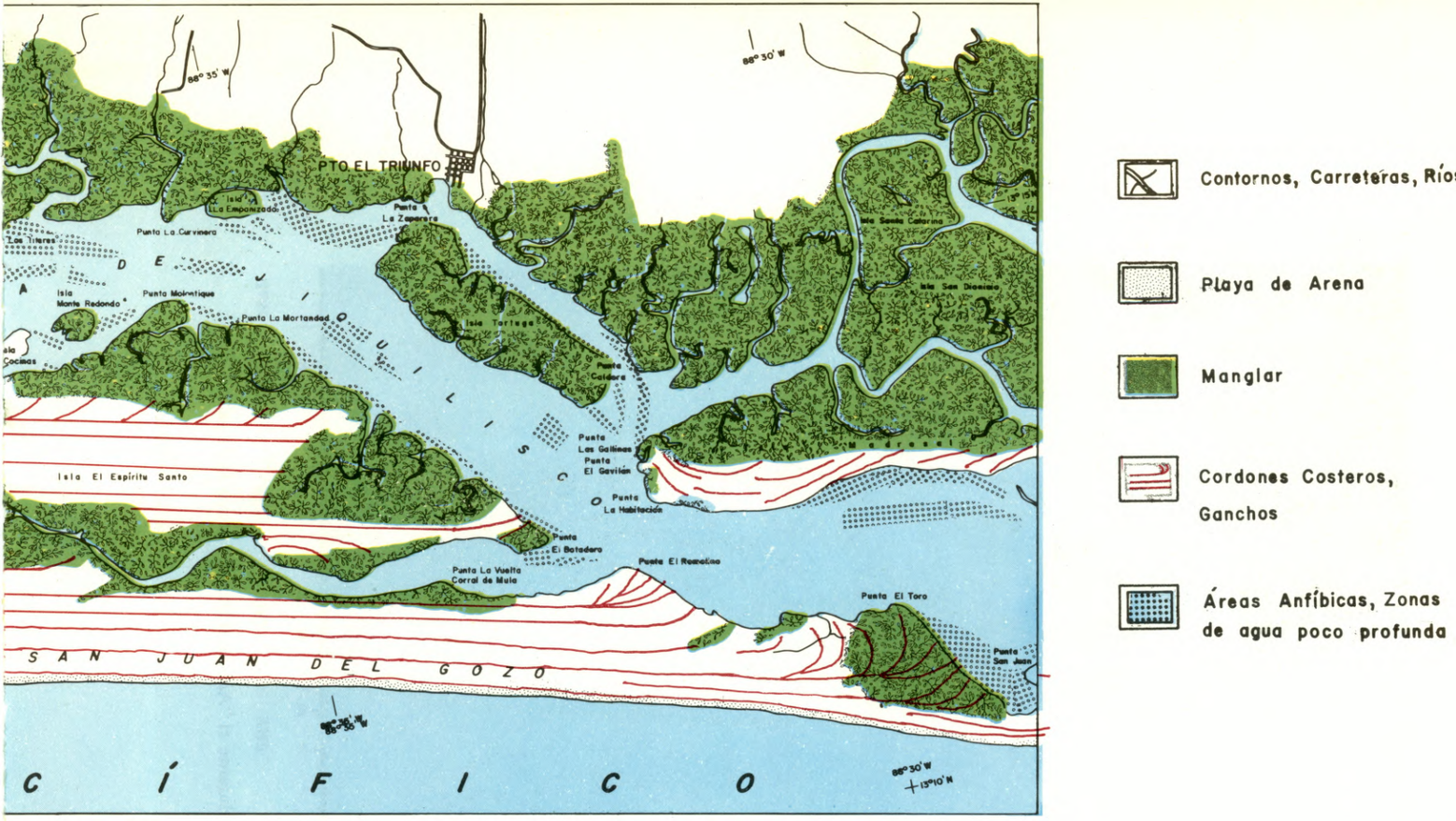




**Fig. 32.** Caudales medios sobre 5 días de agua del río Lempa en San Marcos Lempa (13° 26' N, 88°43' W, elevación 5 m) durante el "Año Hidrológico" mayo 1971-abril de 1972; diseño por H. Lessmann, 1977.




Mapa 15: Mapa físico de la parte occidental del Estero de Jiquilisco desde la desembocadura del río Lempa hacia el este; escala 1:100,000; contorno según los cuadrantes existentes Nos. 2455-I (1974) y 2455-IV (1973) del Instituto Geográfico Nacional, San Salvador; diseño por H. Lessmann, 1977 en base a las fotografías aéreas oficiales tomadas en noviembre 1973, octubre 1974 y febrero 1975 del mismo Instituto.

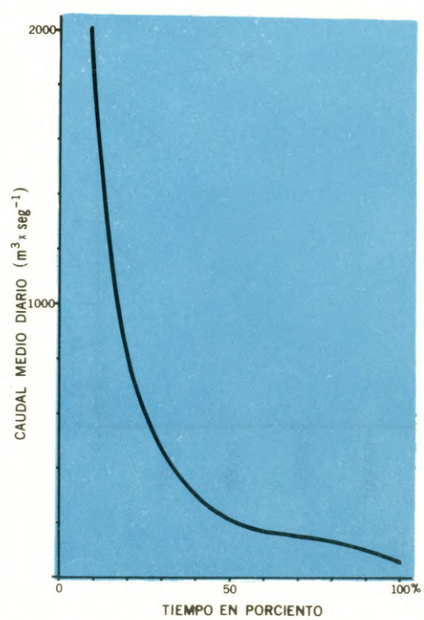



Fig. 33. Curva duración de caudales en estación hidrométrica San Marcos Lempa del río Lempa en el "Año Hidrológico" mayo 1971-abril 1972, según el Anuario Hidrológico de El Salvador, Servicio Hidrológico, Ministerio de Agricultura y Ganadería.

baja del lecho de río, y para los procesos oceanográficos morfológicos, en la costa vecina a la desembocadura del río, y en el fondo submarino de la plataforma continental. Usando estimaciones hechas por GIERLOFF-EMDEN respecto a la carga de sedimentos, antes del funcionamiento de la presa "5 de Noviembre", se deduce que con esa presa la carga se redujo por más de la cuarta parte (28%) del total anual original de 7.7 millones de toneladas por año. Con la construcción de la nueva presa "San Lorenzo", un kilómetro aguas arriba del Puente Cuscatlán, la carga de sedimento suspendido se reducirá una vez más, eliminando la carga parcial del caudaloso afluente río Torola..

– **Áreas de desembocadura**

En la última sección antes de la desembocadura del río Lempa, siempre está disponible una cantidad de agua suficientemente grande, que se mueve con las mareas. De tal manera, en este tramo se mantiene una estría profunda, que rompe la barra delante de la desembocadura. El fondo del lecho en esta última parte, de 4 km de largo, durante la estación seca depende casi sólo de las aguas tidales.

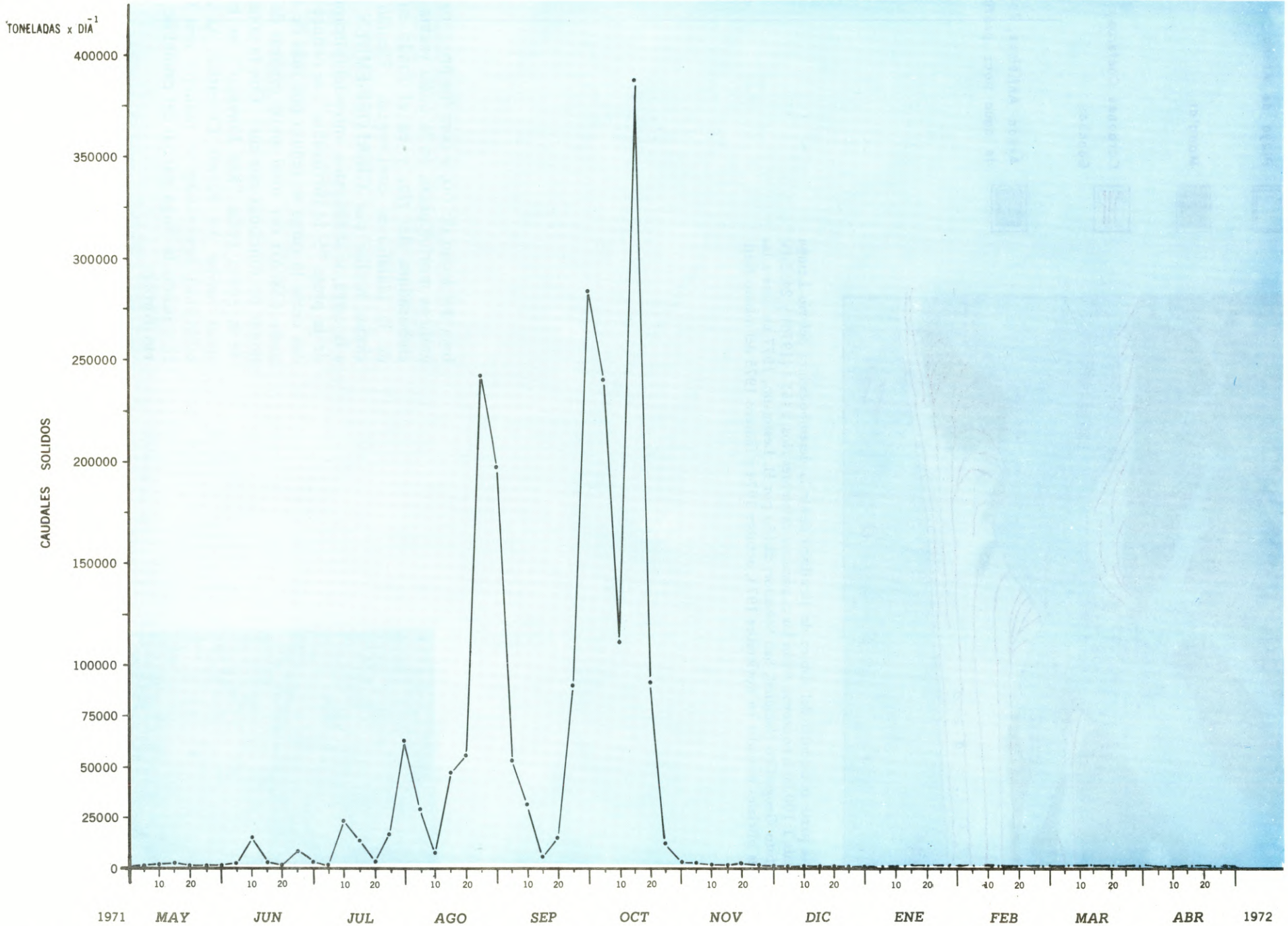



Fig. 34. Caudales sólidos o cargas de sedimentos medios sobre 5 días del río Lempa en San Marcos Lempa durante el "Año Hidrológico" mayo 1971–abril 1972; diseño por H. Lessmann, 1977.

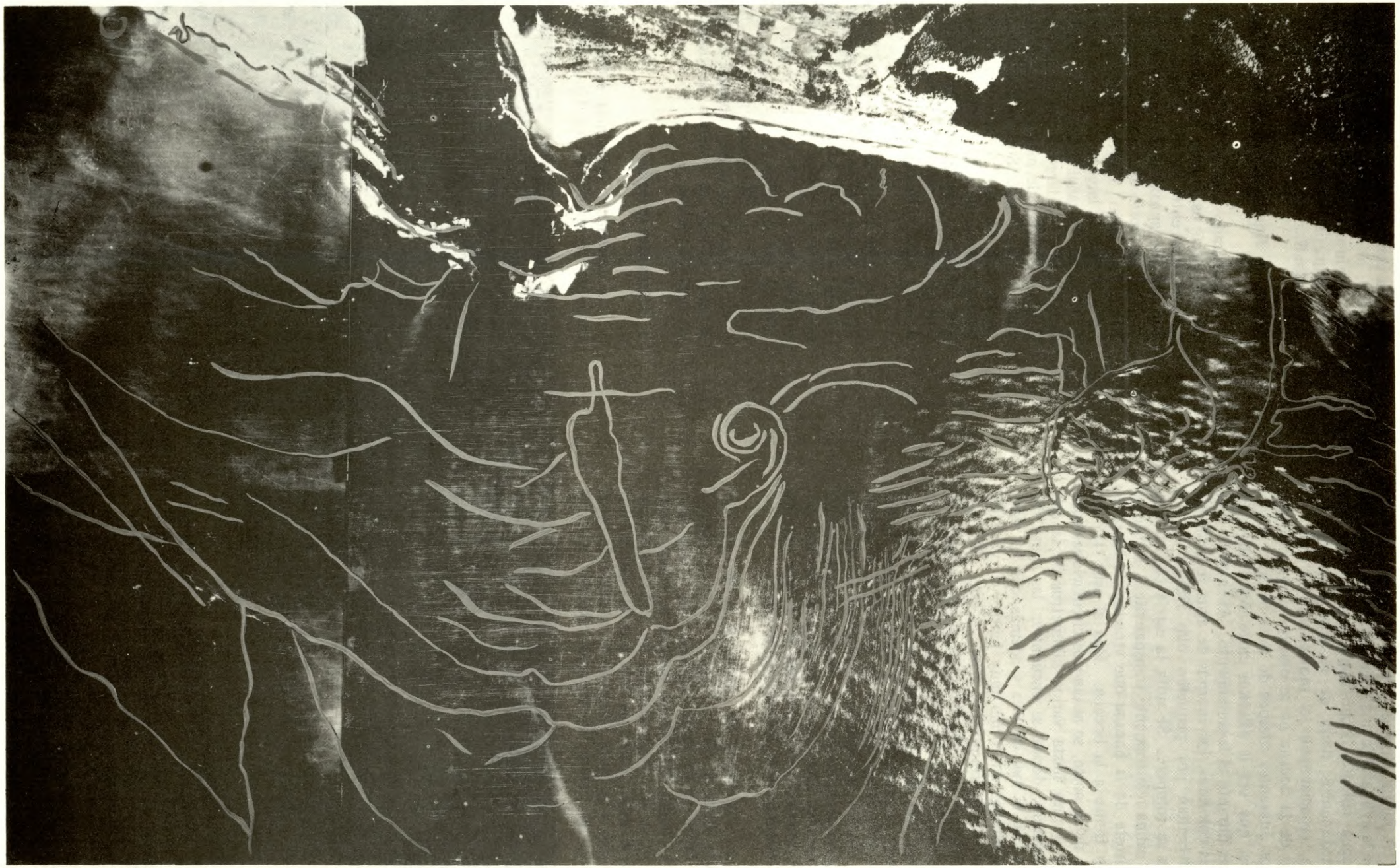


Fig. 35. Movimientos de aguas,hechos visibles frente a la desembocadura del río Lempa por el diferente grado de turbiedad. Evaluación por H. Lessmann, 1977; interpretación en el texto.

En la fotografía aérea se ve claramente la barra de la desembocadura del río y su evaluación. En la Figura 35, "el río desemboca sus aguas al mar en forma rítmica, contra la marea creciente y con la ayuda de la marea bajante. El movimiento del agua saliente, hecho visible por la gran carga de sedimentos fuera de la desembocadura, es lento, especialmente el movimiento lateral. Al oeste de la bocana no se observa ningún cambio de los diferentes cuerpos de agua durante 40 minutos, que era la dilación entre dos fotografías aéreas durante el levantamiento. Además de diferentes coloridos, los cuerpos de agua individuales se delimitan por pequeñas olas rizadas que a veces se rompen. Se nota la estría oblicua con agua salina relativamente transparente 2 a 3 km. al sursureste de la bocana que atraviesa la barra de fango frente a la bocana. Más al este, 1.5 km. fuera de la costa, se notan dos circulaciones rotatorias a uno hasta varios kilómetros de la desembocadura, donde se encuentran las aguas fluviales con la mar de leva y además, con las aguas transportadas en forma muy lenta, ya cerca del frente de los rompientes hacia el este. Por eso, no siempre se trata de vórtices verdaderos, sino solamente de sinoides como lo enseña el remolino más al este donde por el reflejo del Sol se nota la participación de agua de mar limpia, poco reflejada en franjas de 30 a 60 m. de ancho. Los mismos fenómenos se observan en la Figura 36, cerca de la bocana del Estero de Jaltepeque". Las grandes avenidas en la estación lluviosa originan grandes modificaciones de la zona exterior de desembocadura, inclusive en la barra.

Dos kilómetros río arriba de la Bocana río Lempa, hacia el este y hacia el oeste, se observa la bifurcación de brazos laterales del río Lempa. Estos canales orlados de manglares rodean hacia el este la Isla Montecristo y en 1954, conducían hacia el oeste, entre las islas Los Ahogados y La Tasajera, a la Barra Colorada y, a través de otros canales, el Cañón El Ahogado, Cañón La Colorada y Cañón de Tasajera, a la Bocana Cordoncillo del Estero de Jaltepeque; Figura 37 y Mapa 14. La Barra Colorada en 1973-1974, ya estaba cerrada como lo explica el mapa. La "Isla Montecristo", al borde oriental, también ya no es isla sino península, después de cerrarse completamente la pequeña bocana, que en 1949 y 1954, según las fotografías aéreas todavía existía.

### h. Estero de Jiquilisco. Paisaje 18 (Mapas 15 y 16)

Comparado con el Estero de Jaltepeque, el de Jiquilisco es mucho más grande. Ocupa un área costera entre el río Lempa y la Sierra de Jucuarán de aproximadamente 400 $km^2$, con una longitud de costa de 55 km, hasta la Bocanita del Estero El Espino. La Península San Juan del Gozo mide 30 km. de largo y su anchura varía entre 0.8 y 3.3 km. El canal principal, la "Bahía de Jiquilisco", mide a lo largo de sus sinuosidades 43 km. Sobre un trecho de más de 30 km. tiene una anchura de 2 a 3 km. Suponiendo una profundidad media de 6 a 8 m, el cuerpo de agua en este canal parcial pesaría de 450 a 600 millones de toneladas métricas, respectivamente, que produciría con la corriente saliente de bajamar, una fuerza de 450 a 600 millones de toneladas x m x $seg^{-2}$.

Las islas más grandes de esta región son El Espíritu Santo (26 km. de largo; aproximadamente 35 $km^2$), El Arco (9 km. de largo; aproximadamente 11 $km^2$) y San Sebastián (9 km. de largo; aproximadamente 24 $km^2$). Dentro del estero, casi 20 km. distante de la Bocana El Bajón, se encuentra el puerto pesquero Puerto El Triunfo, o sea al norte de la Isla Tortuga. También este paisaje anfíbico se deslinda de tierra firme por un marcado escalón.

#### – Corrientes de agua

La dominante influencia morfológica de las corrientes se manifiesta en las grandes profundi-

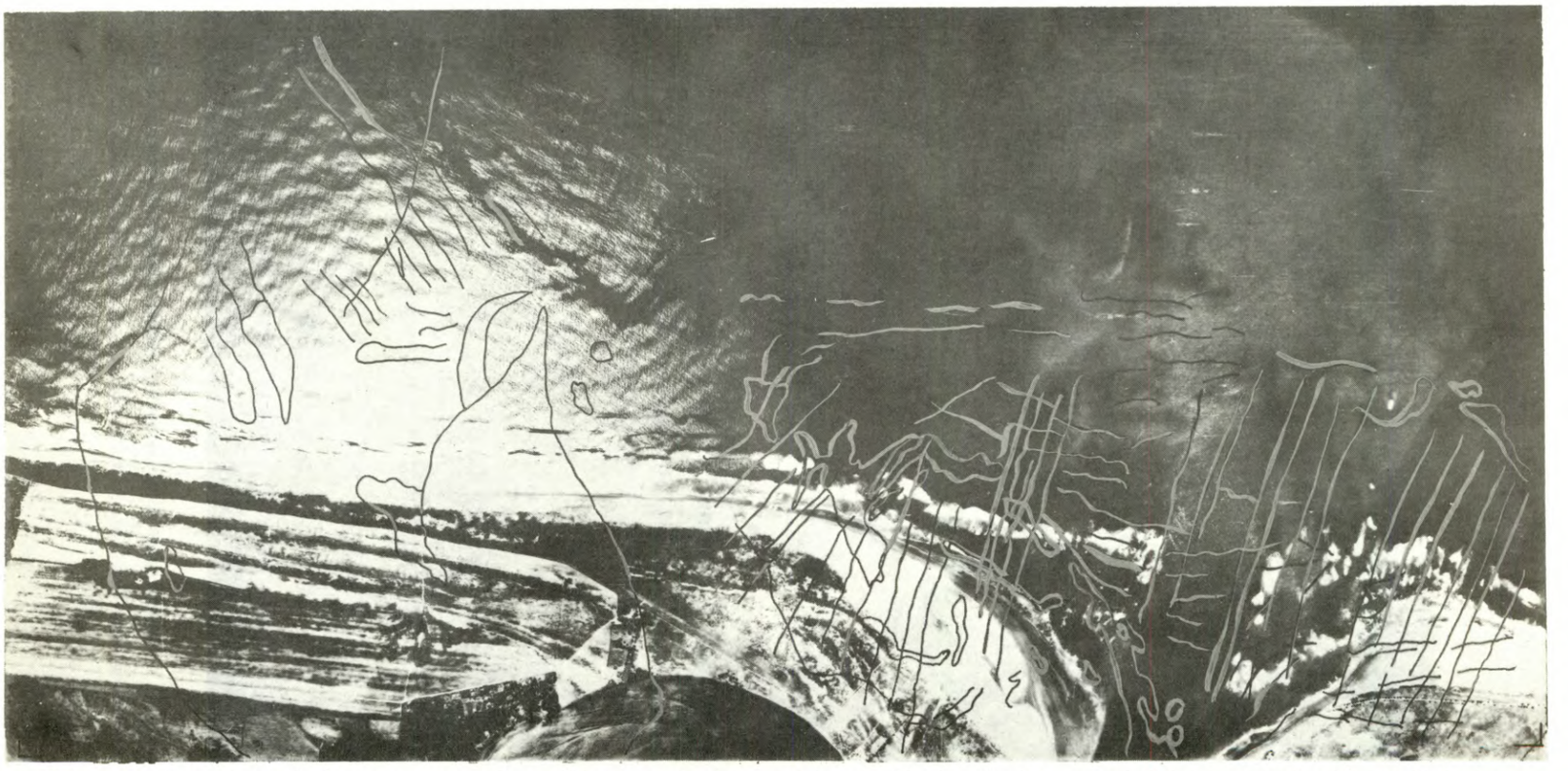
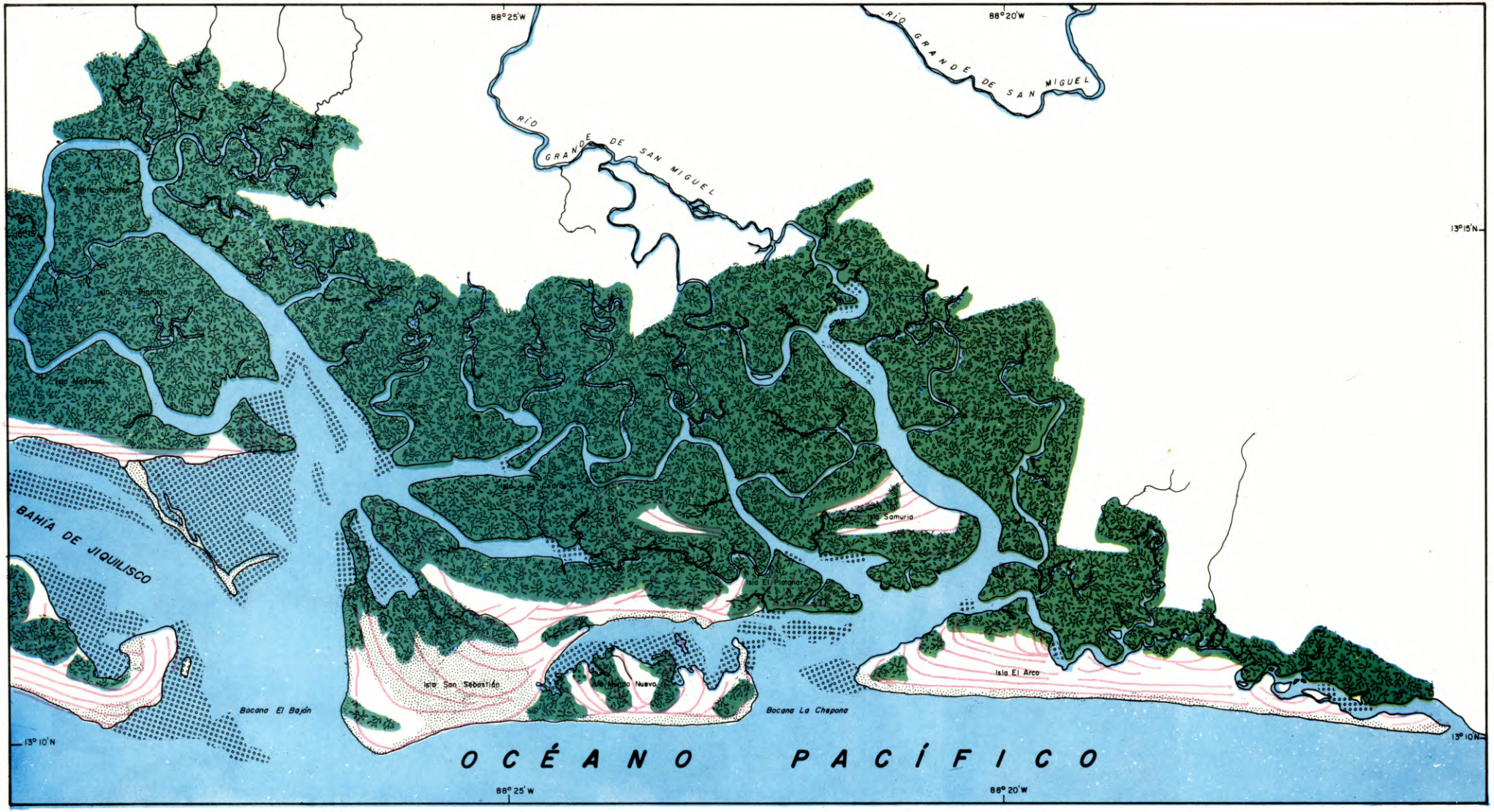


Fig. 36. Los mismos fenómenos como en Figura 35, observados frente a la bocana Cordoncillo del estero de Jaltepeque; evaluación por H. Lessmann, 1977.

Fig. 37. Fotografía aérea de la desembocadura del río Lempa, en febrero de 1975, y su interpretación, demostrando la evolución morfológica de esta desembocadura; evaluación por H. Lessmann, 1977.




Playa de Arena | Manglar | Cordones costeros, Ganchos | Áreas Anfíbica, Zonas de Agua poco Profunda

Mapa 16. Mapa físico de la parte oriental del Estero de Jiquilisco hasta la Bocanita del Estero El Espino; escala 1:100.000; contorno según el cuadrante existente 2555–IV (1956) 1:50,000 del Instituto Geográfico Nacional, San Salvador, diseño por H. Lessmann, 1977, en base a las fotografías aéreas oficiales tomadas en octubre 1974 del mismo Instituto.

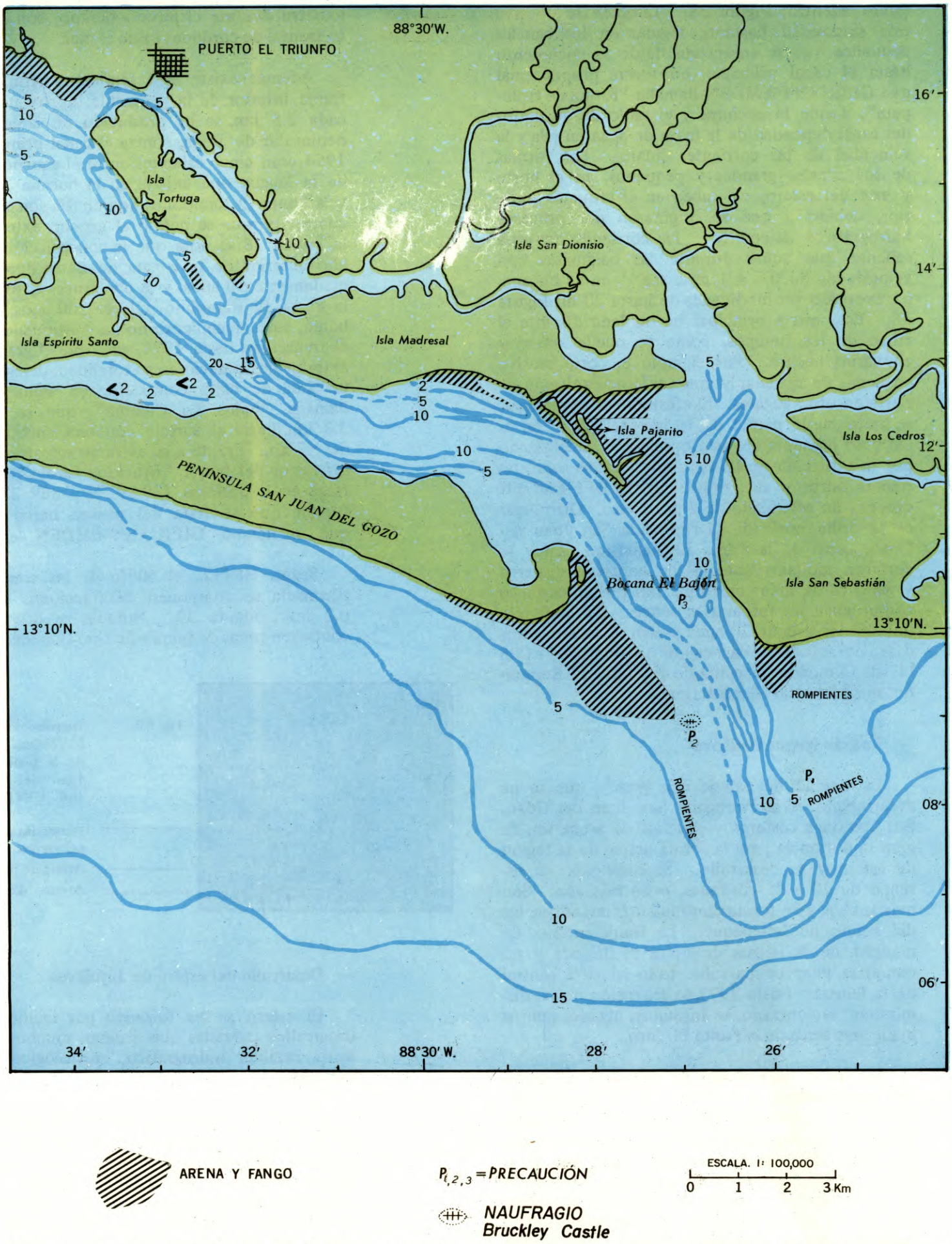



**Fig. 38.** Parte central del Estero de Jiquilisco con la batimetría (en metros) entre el Puerto El Triunfo y la Barra de Lempa, escala 1:100.000; diseño por H. Lessmann en 1977, en base a la Carta Hidrográfica SAL C.H. 4 del Instituto Geográfico Nacional, San Salvador, mayo de 1975, "Bahía de Jiquilisco"; contorno según el mapa departamental "Usulután" del mismo Instituto con algunas modificaciones en la Bocana El Bajón según la Carta Hidrográfica mencionada más arriba.

dades de agua. La estría principal que tiene entre 0.4 y 1 km. de ancho, con profundidades de más de 10 m, transcurre en forma sinuosa en el canal principal desde la desembocadura hacia estero adentro; Figura 38. También se observa esta sinuosidad bastante regular en los canales pequeños que se ensanchan desde su nacimiento hasta el canal principal, en forma proporcional que GIERLOFF-EMDEN llamaba "forma de trompeta", donde la anchura y el radio del meandro del canal dependen de la masa de agua en ella y la velocidad de las corrientes tidales. Las formas de los canales grandes y pequeños, en el norte y este del estero, no caben en el esquema anterior, debido a que se originaron por procesos hidrográficos diferentes. La corriente de agua saliente que actúa durante las bajamares con velocidades de 0.5 a 1 m·x $seg^{-1}$ en la bocana, ha excavado profundidades de hasta 20 m; Figura 38. Esta estría principal ha oscilado durante el curso de los tiempos, como se puede observar en varios hechos. Por ejemplo el corte erosivo en zonas de manglar y arena y la acumulación de tierra en otros lugares. El efecto de estos procesos se nota en la planta de la isla Cumichín en el extremo poniente del estero, que se ha adelgazado por la actuación de las corrientes tidales sobre las riberas norte y sur, donde GIERLOFF-EMDEN observó un acantilado de 2 m. de alto. Otro lugar es la orilla norte de la Península San Juan del Gozo, cerca de la Punta El Remolino donde se cortaron antiguos sistemas de cordones costeros y ganchos de arena en forma transversal, como lo comprueban las fotografías aéreas. Sin embargo, durante los más de 20 años pasados hasta nuestros días, no se observaban cambios llamativos, ni en la isla Cumichín ni cerca de la Punta El Remolino, ni en las otras islas interiores.

### – La gran lengua de tierra

La unidad de paisaje más grande que se ha desarrollado es la Península San Juan del Gozo. Sus cordones costeros y ganchos de arena son de gran importancia para la forma actual de la región de estero y su desarrollo. Se componen de sistemas de 20 a 25 cordones, o de más aún. Son más anchos y en forma continua más largos que los del Estero de Jaltepeque. La franja interior de manglar de la lengua de tierra es delgada y no completa pero ocupa sobre todo la parte central de la lengua. Hasta 1977, su extensión no ha disminuido; al contrario, se formaban algunos nuevos manglares cerca de la Punta El Toro.

No todos los sistemas de cordones se conducen paralelamente a la costa. En el extremo poniente de la península corren casi suroeste-noreste, indicando la orientación de la antigua costa, que era muy diferente de la actual. Igual que en el Estero de Jaltepeque, se observa una bifurcación de los cordones, a partir de Punta El Remolino que en la parte norte de la península doblan hacia el noroeste, llegando en forma perpendicular a la ribera sur del estero. Son relictos de antiguos ganchos de arena, que parcialmente se separan todavía por canales aislados de agua.

GIERLOFF-EMDEN señala la existencia de una relación fija, para ambos esteros de 8 : 1 entre los crecimientos de longitud y la anchura de la lengua de tierra. Desde que empezaron a doblar los cordones costeros a partir de la Punta El Remolino, hasta el año 1954, la lengua había crecido 8 km. en longitud, ensanchándose un kilómetro durante el mismo tiempo, con el aumento frontal de cordones hacia el mar.

Además existe otro fenómeno rítmico en la franja interior de la península: aproximadamente cada 2.5 km. se ha producido un largo saliente peninsular de arena, contra el canal principal. En 1954, eran cinco salientes entre el gancho exterior de la lengua que existía en la bocana del estero y la Punta El Remolino; hoy en día son solamente cuatro, porque se perdió el gancho exterior. En la Figura 26 se nota que la construcción del gancho exterior de la lengua de tierra duró aproximadamente 50 años, y la construcción total desde la Punta El Remolino, tal vez 200 años. Sin embargo, este crecimiento no ha continuado durante el transcurso hasta 1974, sino que el gran gancho exterior desapareció en su totalidad, dejando ahora un área de bajío consistente en arena y fango, llamada "Bajos La Culebra", que se extiende 3.3 km. hacia el sureste con una anchura media de 1.5 km. Frente a su extremo sureste descansan los restos del buque "Bruckley Castle", que naufragó en la posición 13° 09' N y 88° 27' W. Se supone que se trata del mismo barco hundido que mencionó GIERLOFF-EMDEN en 1954.

Según HINTZ, el 60°/o de las arenas de la península se componen de fracciones de 0.1 a 0.2 mm; Figura 39. Notable es que también contienen tobas de pómez de tipo Ilopango.

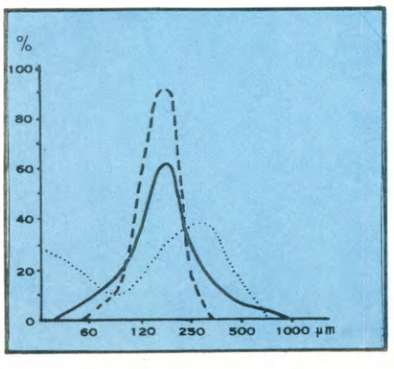



Fig. 39. Distribución granulométrica de arenas de la península San Juan del Gozo; según HINTZ, 1955.

——— Promedio de diferentes arenas

- - - - - - - - - - Arena de playa

..... Arena de manglar

### – Desarrollo del estero de Jiquilisco

El estero se ha formado por medio de dos desarrollos parciales que difieren mucho respecto a su carácter hidrográfico, morfológico y sedimentario.

Como ya suponían GIERLOFF-EMDEN y otros, la parte poniente, la propia Bahía de Jiquilisco, proviene originalmente de uno a varios brazos del delta primitivo del río Lempa. Testigos probables son la laguna San Juan del Gozo, en la base de la península del mismo nombre que parece ser un antiguo brazo fluvial; además antiguos meandros de río y cordones costeros en el área de transición entre el lecho actual del río Lempa y el extremo poniente del estero; Figura 40. El Mapa 11 demuestra que la ubicación de antiguos lechos del río Lempa coincide con las numerosas salinas que se encuentran en los lugares de antiguos contactos directos con el mar; Foto-

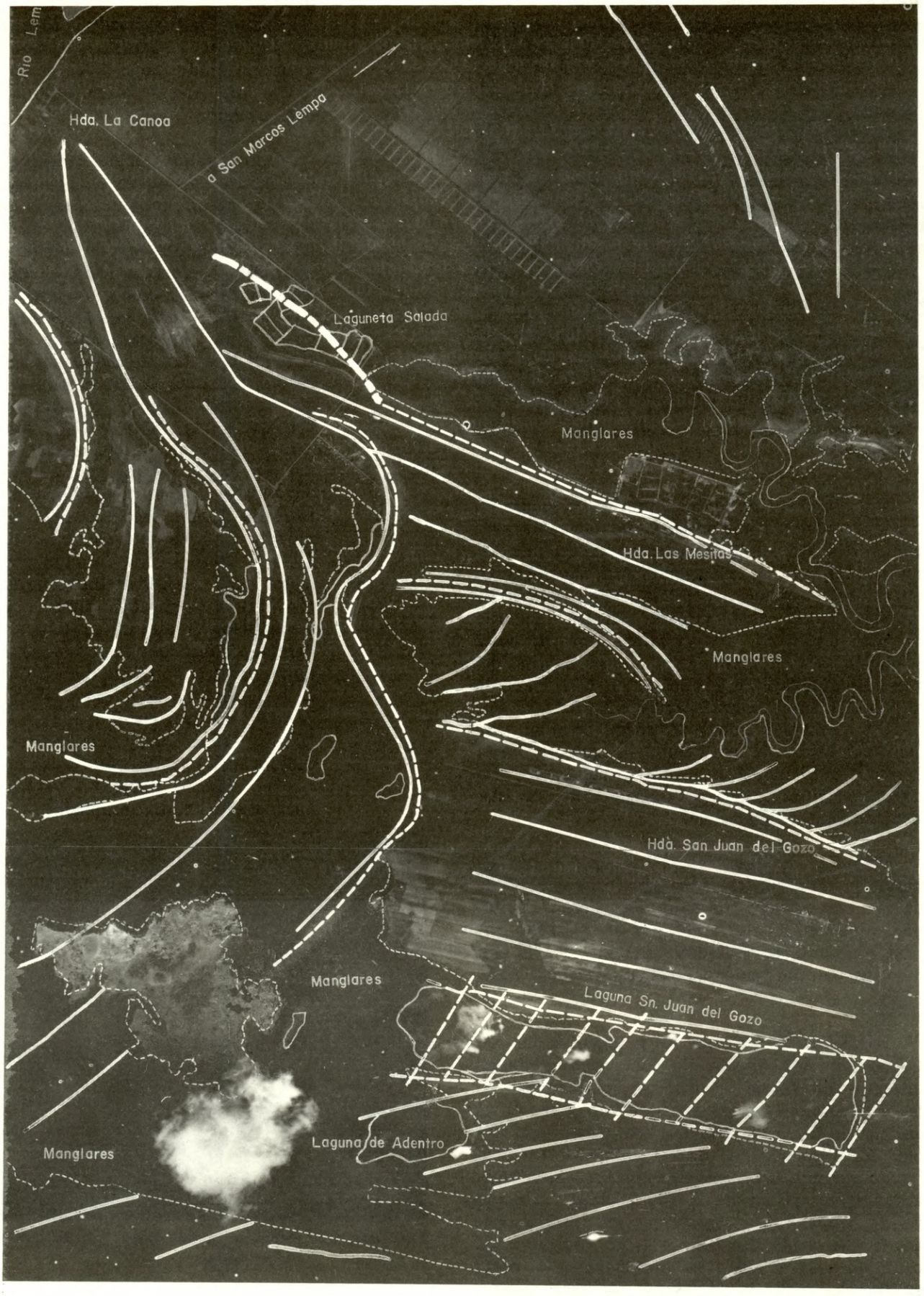



Fig. 40: Fotografía aérea de la zona transitoria entre el río Lempa y las Estribaciones ponientes del Estero de Jiquilisco en febrero de 1975; y su interpretación demostrando la Evolución morfológica, inclusive una antigua línea de Costa y Cauce y Meandros antiguos del río Lempa; Evaluación por H. Lessmann, 1977.

grafía 39. La orientación de los cordones costeros al sur de esa laguna, de suroeste-noreste, indica un crecimiento de la costa hacia el sureste antes que empezara el crecimiento de la península.

Fotografía 39: Estero de Jiquilisco; salina; fotografía aérea. (Foto H. Lessmann).

Más al norte se localiza por la presencia de cordones costeros una antigua línea de costa, más o menos 4 a 5 km. tierra adentro, desde inmediatamente al norte de la Hacienda San Juan del Gozo en el oeste, paralelamente a la costa, a través de las islas Espíritu Santo y Madre Sal, hasta la parte oriental del estero. Otra antigua línea de costa se localiza en el poniente del estero, al norte del desembarcadero Puerto Caballo en 6 a 7 km. de la costa. Bifurcaciones de los sistemas de cordones de estas antiguas líneas de costa, insinúan una desembocadura del río Lempa o una isla en el extremo poniente, y en el centro del estero otra desembocadura antigua del mismo entre las islas Espíritu Santo y Madre Sal.

Después se desarrollaba la gran península hasta la Punta El Remolino, para formar el borde de la desembocadura antigua del estero, y continuaba creciendo hasta 1954, por otros 10 km. que posteriormente se redujeron a 2 km. por la pérdida del último gancho de arena y fango hasta 1974.

HINTZ comprobó que los sedimentos del río Grande de San Miguel, de composición mineral diferente de los del río Lempa, participaban en la construcción de los cordones costeros de la antigua costa en las islas Espíritu Santo y Madre Sal. Esto quiere decir que el primer río originalmente desembocaba en el estuario común muy al poniente, al sur de la isla Tortuga. Usando varias irrupciones a través de las estribaciones de la Sierra de Jucuarán, el río desembocaba cada vez más al este. La antigua línea de costa continuaba desde la isla Madre Sal hacia el este, con testigos de antiguos cordones costeros en el centro de las islas Los Cedros y de Samuria, indicando posibles desembocaduras hacia el mar, al oeste y también al este de la isla de Samuria.

Paralelo al desarrollo de la gran península en el oeste, sistemas de antiguos cordones costeros indican la formación de una nueva línea de costa también en el este, 1 a 2 km. al sur, y después del desarrollo de tres islas nuevas: San Sebastián, Nuevo Mundo y El Arco, se construyó la actual línea costera, otros 2 km. más al sur, con la Bocana La Chepona, y en el extremo oriente la Bocanita del Estero El Espino. No obstante, la parte oriental siempre ha conservado la conexión con la Bahía de Jiquilisco a través de varios grandes canales y un profundo canal colector de 0.5 a 1 km. de ancho que corre de nornoroeste a sur hasta la Bocana El Bajón.

Entre ambos canales principales, al sur de la isla Madre Sal, queda un área triangular de unos 10 km.$^2$ de una capa de agua de menos de un metro de alto durante bajamar. La pequeña isla Pajarito (Fotografía 40) de menos de un metro de elevación, cambia su forma y posición con cada estación lluviosa, como lo demuestra la Figura 26. Hace casi 10 años la isla empezaba a aumentar su longitud considerablemente. En el mapa náutico de la Bahía de Jiquilisco del Instituto Geográfico Nacional de 1974, ya tenía 2.5 km. de largo, orientada siempre noroeste-sureste. Fotografías aéreas de octubre 1974 y febrero 1975 (Figura 26) la muestran ya conectada con la isla Madre Sal por medio de una delgada lengua de tierra de entre 20 y 200 m. de ancho, y con una longitud total de 3 km. Se reconocía alguna vegetación pionera y varios ranchos. En el curso de los años 1975 y 1976, la isla casi desapareció por varios meses para emerger después nuevamente (BUSTAMANTE, información verbal). La inestabilidad y migración de esta isla se debe al hecho de que la desembocadura del estero migra hacia el sureste obligando a la corriente de agua saliente a cambiar el lugar del arco de la estría principal hacia el este, contra la estría profunda que viene del norte. Hasta 1975, la ribera poniente de la isla San Sebastián había continuado en su erosión indicando que el traslado paulatino de la estría principal hacia el este había continuado.

Fotografía 40: Estero de Jiquilisco; Isla Pajarito; fotografía aérea. (Foto H. Lessmann).

Respecto a la edad del Estero de Jiquilisco, GIERLOFF-EMDEN estima que el río Lempa, desembocaba en el estero desde el noroeste todavía hace 400 años o menos. En ese tiempo, ya existía la bocana primitiva al mar, al oeste de la isla Madre Sal, porque en los antiguos cordones costeros de esta isla, había encontrado vasijas de barro de más o menos 300 a 500 años de edad (según HABERLAND); estima además que la Península San Juan del Gozo había crecido hasta la Punta

El Remolino, hace 200 a 250 años. Desde los levantamientos en 1954, no se han observado crecimientos progresivos en el estero, sino únicamente el vaivén de una estación lluviosa a la otra. Al contrario, durante los últimos 20 años, la gran desembocadura ha perdido el mencionado gancho lateral y las islas avanzadas frente a la costa, como lo presenta la Figura 38. Parece que por lo menos temporalmente, el estero ha alcanzado un equilibrio dinámico.

También en este gran estero se verifica el crecimiento de la costa hacia el mar por brincos, donde los cordones costeros, como los elementos primitivos de construcción, pueden formar al principio islas que posteriormente se unen a una nueva línea de costa. En 1952, existía una isla de esta índole, como banco de arena, 3 km. frente a la Bocana El Bajón en el mar y ya estaba parcialmente cubierta de mangles.

En la zona de la Bocana El Bajón se observan grandes velocidades de corriente de agua entrante y saliente al juntarse ambos canales principales, el que viene del noroeste y aquél del norte, para formar una sola estría de 1.5 km. de ancho; pero de menor profundidad, de 10 a 13 m. Al salir de la bocana, la corriente de agua saliente, por el efecto de tobera se concentra en un chorro que se mantiene hasta 5 km. mar afuera, alcanzando velocidades de hasta 2 m x $seg^{-1}$. Así se explica la estría de desembocadura de 17 m. de profundidad y 300 a 400 m. de anchura, que termina frente a la barra sur, con una profundidad máxima de 5 m. Los navegantes llaman esta zona "Barra de Lempa" o "Bajos de Lempa" como está escrito en las cartas marítimas ("Lempa Shoals") y manuales de navegación. A ambos lados de la estría de desembocadura, se ha construido una lengua de arena de 5 km. de largo y 1 km. de ancho, de poca profundidad, 2 a 5 m. Un pequeño banco de arena sale actualmente de la Punta San Sebastián al mar hasta 1 km. La Bocana El Bajón todavía no ha alcanzado un estado de equilibrio. En comparación al estado en 1954, fotografías aéreas recientes demostraron muchos cambios de la bocana, su estría de desembocadura y la barra en el mar. La salida de la barra se encuentra hoy más al este, exactamente 5 km. al sur de la punta y bien se notan las rompientes encima de la barra.

Los sedimentos de las áreas de arena de la desembocadura consisten en arena gris de fracciones gruesas y finas, de composición parecida a las arenas de playa. Una corriente saliente de bajamar, transporta los sedimentos hasta 8 a 10 km. mar afuera. El cuerpo de aguas turbias de la corriente de bajamar, migra a lo largo de la costa en una franja de 10 km. de ancho, como lo indican claramente las fotografías tomadas desde el satélite de tipo ERTS en 1973 (GIERLOFF-EMDEN 1974). Las isobatas de 10 a 20 m. reflejan las condiciones especiales de la desembocadura del estero de Jiquilisco, con una sinuosidad hacia mar afuera (Mapa 1).

La Bocana La Chepona, la segunda del gran estero, recibe a través del ancho Estero El Lodazal ambos brazos de desembocadura del río Grande de San Miguel, el Estero Rita y el Estero Arena Gorda. Existen condiciones de corriente y formas de suelo similares a aquellas de la desembocadura del Estero de Jaltepeque.

El Estero El Espino con su Bocanita, tiene una baja profundidad de agua y durante bajamar se queda en seco salvo un arroyuelo poco profundo; Fotografía 41.

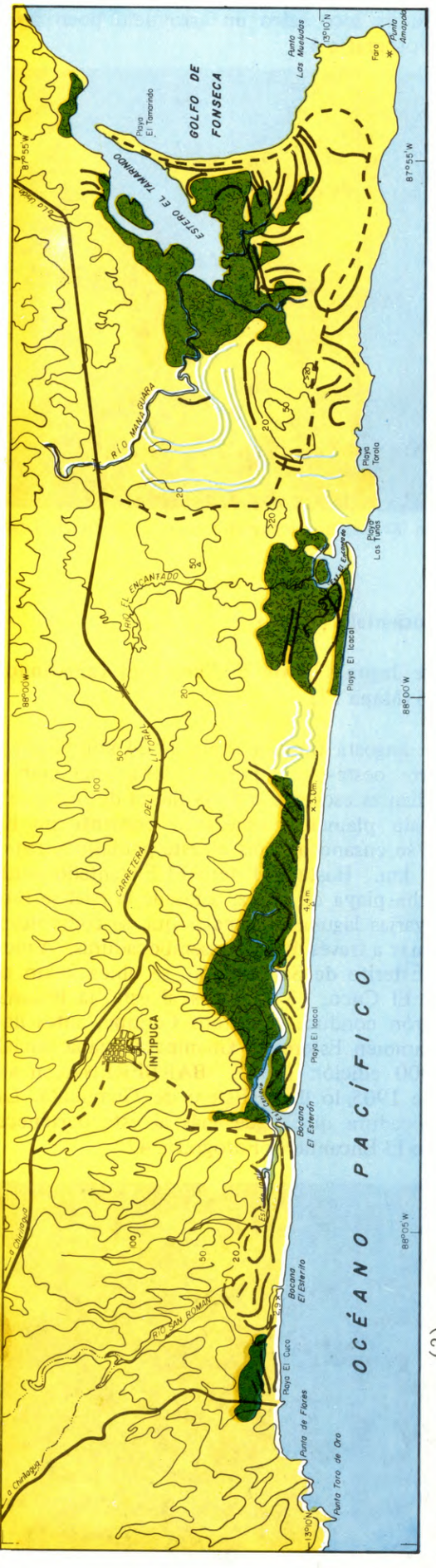
Fotografía 41: Bocanita El Espino; fotografía aérea. (Foto H. Lessmann).

### 3. Costa llana oriental

#### a. Costa de lagunas entre El Cuco y El Tamarindo. Paisaje 6 (Mapa 17)

Esta angosta franja costera de 24 km. de largo transcurre oeste-este. Entre la orilla del mar y las pendientes escarpadas de la Sierra de Jucuarán, la angosta planicie empieza al poniente de El Cuco y se ensancha hacia el este paulatinamente, a 2 a 4 km. Hasta el Estero El Encantado tiene una ancha playa de arena, atrás de la cual se formaron varias lagunas y canales que se comunican con el mar a través de tres desembocaduras. Aquella del Esterito de San Ramón, se ubica 2 km. al este de El Cuco. 3 km. más al este, la Bocana El Esterón conduce al Estero Cerique, antes llamado también Estero de Guampata (mapa oficial 1 : 50 000 edición 1957). BARBERENA, en su mapa de 1905, lo llama Estero de Guampata. La desembocadura que sigue más al este pertenece al Estero El Encantado; Fotografía 42.

Fotografía 42: Bocana y Estero El Encantado; fotografía aérea. (Foto H. Lessmann).




**Mapa 17.** Costa oriental de El Salvador entre la playa El Cuco y la playa El Tamarindo con testigos de antiguos procesos morfológicos hidrográficos descubiertos por fotografías aéreas de agosto de 1972, del Instituto Geográfico Nacional, San Salvador; evaluación y diseño en mapa base de escala 1:50 000 por H. Lessmann, 1977.

El Estero Cerique tiene una lengua de tierra hasta medio kilómetro de ancho y 4 km. de largo, que crece de este a oeste. En su parte central se encuentran varios cordones costeros anchos. Su extremo poniente se originó en la isla El Icacal que en el mapa de BARBERENA estaba suelta todavía.

Al oeste de la Bocana El Esterón hay otro canal paralelo a la costa, que va hacia el oeste por casi 2 km, llamado Esterito de Ingle. En la lengua de tierra El Icacal los cordones costeros y ganchos señalan crecimientos hacia el este y hacia el oeste, que concuerdan con la advertencia que hace el Manual para Navegantes de la Costa Occidental de Sudamérica, IIa. Parte, 1969, de que "Entre Punta Amapala y Bahía de Jiquilisco, la corriente costera generalmente varía mucho; a veces va con 1.5 nudos (o sean 2.7 km x hora$^{-1}$) hacia el oeste, otra vez con la misma velocidad hacia el este". El Estero Cerique recibe las aguas del río Guarrapuca y varias quebradas, que descienden de la Sierra de Jucuarán. El Manglar llega hasta el borde abrupto de la sierra, donde se encuentran formas cóncavas de resaca y terraza de playa como testigos de la antigua desembocadura del río al mar.

Diez kilómetros más al este, la larga playa El Icacal termina en la lengua de tierra del Estero El Encantado, alimentada por el río del mismo nombre. Dentro del estero se encuentra una isla de 300 m. de diámetro. Las partes poniente y norte están rodeadas de manglares, mientras la parte este, detrás de la playa Las Tunas, constan de marisma y arena, indicando antiguos lechos de río. Otros dos situados al este del caserío Llano de los Patos, en forma de meandro, dejan suponer que el río Managuara desembocaba antes en el Estero El Encantado.

Evidentemente, la construcción de esta planicie hacia el mar ha sido lenta, debido al relativamente reducido suministro de sedimentos por unos pocos ríos estacionales. Algunos antiguos cordones costeros se localizan medio a un kilómetro tierra adentro, cerca del Esterito de Ingle y dentro del manglar del Estero El Encantado. Entre ambos, unos 3 a 4 km. al oeste de la Bocana El Encantado, y 300 a 800 m. tierra adentro, las fotografías aéreas revelan un antiguo lecho de laguna que probablemente tenía su propia bocana, porque los cordones costeros doblan hacia el noreste y hacia el noroeste, al lado oriente y al lado poniente de la ex-bocana, respectivamente; Mapa 17.

Al norte y este del Estero El Encantado se elevan varias colinas, alcanzando 68 m. en el Cerrito Canoguero, 2.5 km. al noreste de la playa Las Tunas. Son estribaciones de la sierra ubicada más al norte, que forman varios cabos en la playa que va hacia el este, hasta los cabos Punta Amapala y Punta Las Mueludas, que presentan el extremo oriental de la propia costa pacífica del país. El primero lleva un fanal sobre un mástil de 12 m. sobre pleamar: Fotografía 43.

Entre el Estero El Encantado y los cabos rocosos se encontraba originalmente una ensenada que disminuyó sucesivamente por medio de man-

Fotografía 43: Punta de Amapala; fotografía aérea. (Foto H. Lessmann).

glares y marismas, que finalmente se transformaron en tierra firme. En fotografías aéreas bien se reconocen antiguos cordones costeros 2 km. al norte de la costa y antiguos lechos de canales entre el estero y la ensenada. En el mapa de BARBERENA la ribera de la bahía iba desde Punta Las Mueludas de la Península de Amapala hacia el oeste, hasta la desembocadura del río Managuara o Bananera. Durante la primera mitad de nuestro siglo empezaba a crecer la península de arena El Tamarindo, inclusive su manglar interior, hacia el norte, encerrando el estero del mismo nombre, que en 1905, todavía no existía; Fotografía 44. Con este desarrollo la antigua bahía ha desaparecido.

Fotografía 44: Punta de Amapala y Estero El Tamarindo; fotografía aérea. (Foto H. Lessmann).

### b. Costa llana de la bahía La Unión. Paisaje 19 (Mapa 18)

La mayor parte de la costa de esta bahía está rodeada de extensas regiones anfíbicas de canales, manglares y áreas arenosas sin vegetación. Es un trecho ribereño de aproximadamente 24 km. y una anchura de 5 a 7 km. en los deltas de los ríos Goascorán y Siramá o Amatillo en el norte y de 1 a 2 km. en el noroeste donde desembocan algunos riachuelos. Se han formado debido a la acumulación de sedimentos fluviales por las fuerzas morfológicas condicionadas por la amplitud tidal. Ya no se observa la mar de leva ni una resaca que evitarían la formación de manglares directamente en la costa libre de la bahía. Frente a la orilla de los deltas, se encuentran extensas áreas de marisma, que en su mayoría constan de fango blando, en algunos lugares también de fango arenoso, hasta un metro de profundidad. Dentro de esta zona hay varias franjas sólidas de bancos de conchas. El Estero La Manzanilla de una profundidad de hasta 10 a 12 m. atraviesa la zona manglar como canal principal, en forma de típicas sinuosidades anchas. Su estuario tidal se ha formado de la antigua desembocadura del río Siramá. A través de varios canales, se junta con la gran zona del delta del río Goascorán. Fotografías tomadas desde el espacio, en los años de 1969 y 1973, comprobaban que desde 1949, los procesos de sedimentación sólida para formar tierra nueva y cubrirla con vegetación han continuado; pero no ocurrieron cambios importantes dentro de los manglares y secanos (GIERLOFF-EMDEN, 1974).

La tierra firme atrás de la zona anfíbica comienza con un marcado escalón que, atrás de la orla angosta de manglar en el noroeste, tiene una altura de 20 m; Fotografía 45. La anterior "Isla Perico" a través de manglares y marisma ya unida con la tierra firme, se construye de roca firme. Las ensenadas se llenan de fango fino, solamente la parte superior de la playa consta de arena de conchas. Los manglares terminan en el pie del volcán Conchagua, 2 km. al poniente de La Unión. Frente al puerto se extiende todavía una delgada franja de marisma.

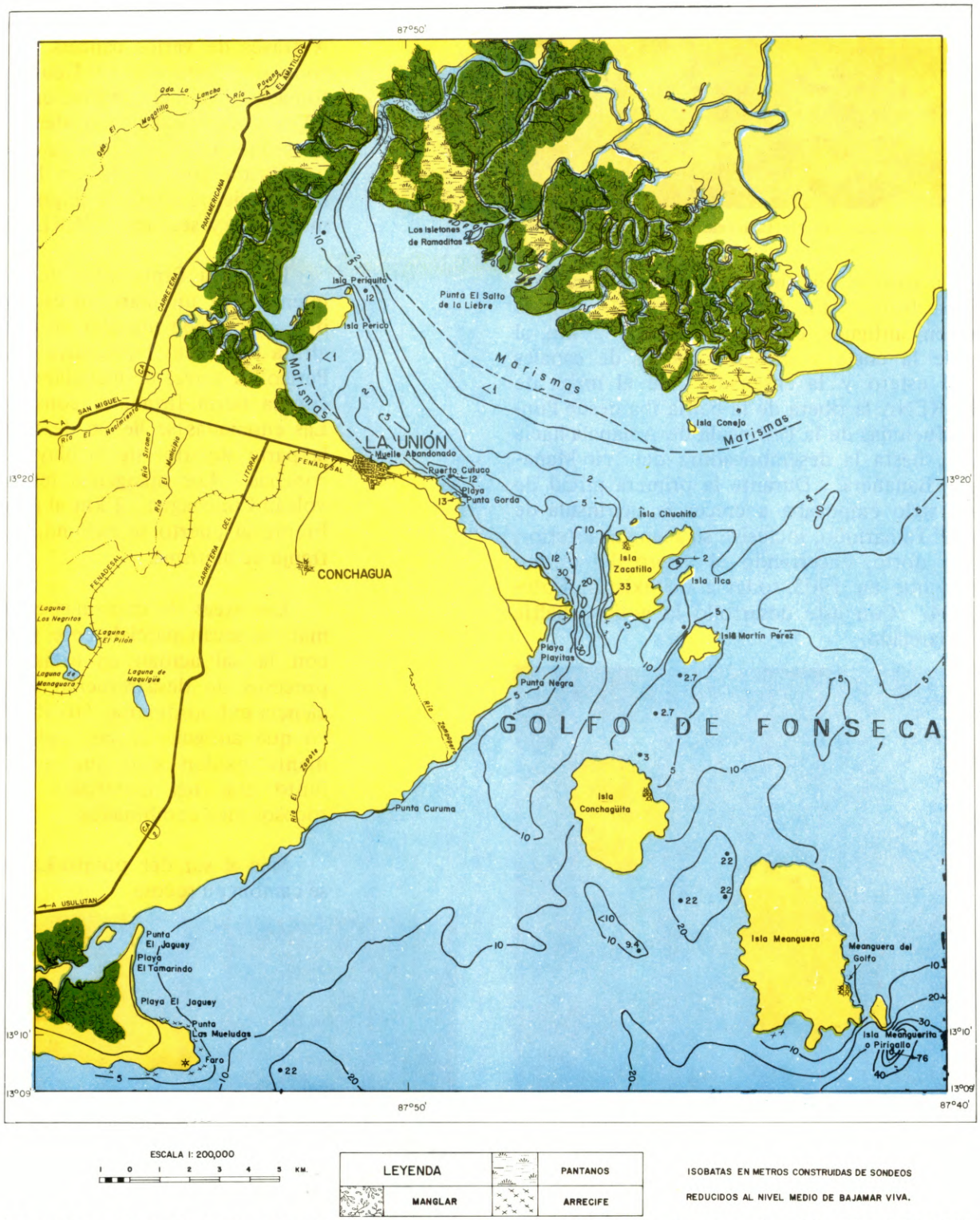
Las áreas de marismas emergen durante bajamar, se secan parcialmente y se calientan. Junto con la sal actúan en estas marismas tropicales procesos de desagregación química con una eficiencia extraordinaria. GIERLOFF-EMDEN observó que antiguas anclas, cadenas o rieles no solamente oxidan sino que se disuelven y forman junto con los materiales circundantes, bancos rocosos bien combinados.

Más al sur del puerto La Unión la costa llana se cambia en rocosa.

Fotografía 45: Bahía La Unión; canal y manglar de un estero; fotografía aérea. (Foto H. Lessmann).

### C. Costas acantiladas

Dos secciones de la costa de El Salvador están formadas por montañas, la Sierra del Bálsamo y la de Jucuarán. Geológicamente, ambas pertenecen a la Formación de

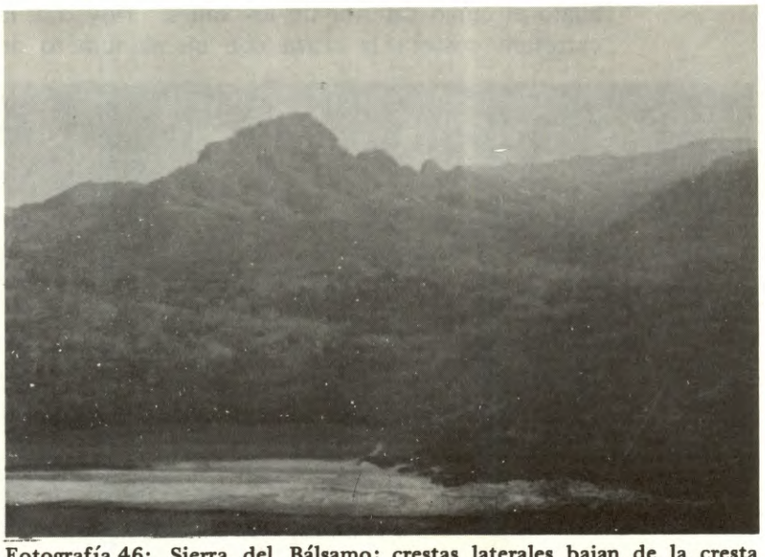



**Mapa 18.** **Parte Poniente del Golfo de Fonseca con la topografía del fondo submarino del golfo, 1:200 000;** planimetría y línea de costa basada en mapa base del Departamento de La Unión, noviembre 1969; información hidrográfica diseñada por H. Lessmann, 1977, basada en (1) la Carta Hidrográfica SAL C.H. 5 del Instituto Geográfico Nacional de El Salvador, 1976; (2) en la Carta Marítima del Golfo de Fonseca No. 1960, del Almirantazgo Inglés de 1934, con revisiones hasta 1962, y (3) en la Carta Marítima del Golfo de Fonseca No. 0973, de la Oficina Hidrográfica de la Marina Naval de los Estados Unidos de 1919, con revisiones hasta 1944.

Bálsamo con los tres subtipos b1, b2 y b3 del Mioceno-Plioceno. Constan de rocas efusivas andesíticas y basálticas, piroclastitas, epiclastitas volcánicas y corrientes de lava intercaladas. En ambos sistemas montañosos, el borde boreal rompe abruptamente sobre la línea de falla principal hacia el "graben" principal mientras los estratos inciden suavemente hacia el sur formando una costa acantilada transversal, que corta las crestas orientadas nortesur. Además, ambas sierras demuestran en la parte poniente una transición suave hacia la planicie costera vecina de aluvión, y en el este un borde acantilado de menor elevación, que corre desde el mar hacia el estenoreste.

Sin embargo, en las zonas central y este de la Sierra del Bálsamo los estratos originales son superpuestos por material más joven de la Formación de Cuscatlán; también en la Sierra de Jucuarán se presenta este hecho en el centro y norte.

Inmediatamente después de varios levantamientos repentinos de las sierras durante el Plioceno y de edad posterior, se originó la formación de las costas acantiladas por denudación de pendiente, sedimentación fluvial, y el trabajo de la resaca. Así se construyó una forma de costa que es estable desde hace algún tiempo, como lo demuestran las pendientes de los espolones y también las ensenadas, habiendo alcanzado cierto estado de equilibrio, Fotografía 46.



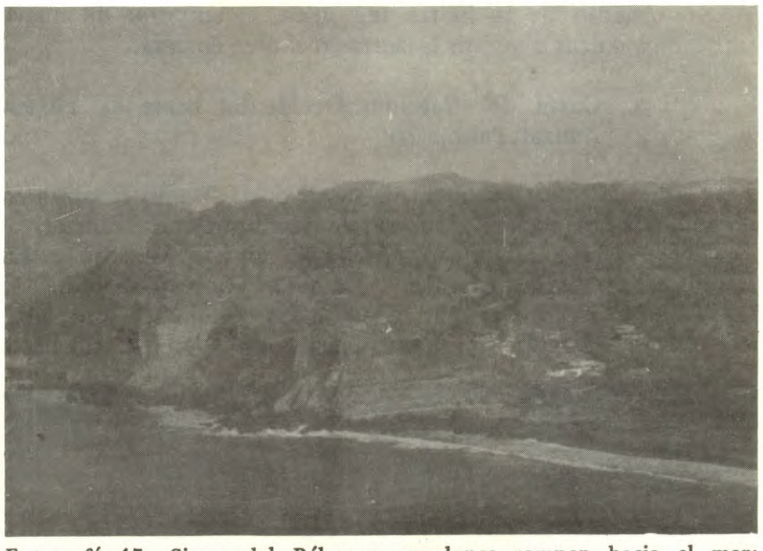
**Fotografía 46: Sierra del Bálsamo; crestas laterales bajan de la cresta principal hacia el mar; fotografía aérea. (Foto H. Lessmann).**

GIERLOFF-EMDEN considera la posibilidad que en ambas sierras los bordes surestes se formaron primero por fallas cuyos bordes escarpados se desgastaron temprano por la abrasión marina y cuyas planicies costeras adjuntas, más tarde se levantaron por acción volcánica del San Vicente y del Conchagua respectivamente, y en parte por acción fluvial secundaria.

## D. Montañas costeras

### 1. Sierra del Bálsamo. Paisaje 7

Esta sierra, que separa las grandes planicies costeras occidental y central es la sierra más conocida. Su investigación se debe especialmente a WILLIAMS, MEYER-ABICH (1955) y WEYL (1952 y 1957). La sierra se parece a un "bloque de pupitre" que rompe a pique hacia el norte, y se inclina suavemente al sur hacia el mar, con un declive de 2º a 3º, para sumergir debajo del fondo marino, cuya plataforma continental tiene un declive mucho menor, es decir cerca de 0º 10'. Su cresta principal, que forma el borde boreal de orientación oeste-este, rompe con un escarpado escalón de fractura hacia el "graben" central. Numerosos terremotos, como el último destructivo del 3 de mayo de 1965, testifican la permanente actividad tectónica. Muchas crestas laterales de orientación norte-sur bajan de la principal (Fotografía 46) y rompen con sus espolones de 20 a 100 m. de alto hacia el mar (Fotografía 47), formando entre ellos valles profundamente cortados. Desde el mar, la Sierra del Bálsamo da la impresión de un alto muro inaccesible a pesar de estos valles. Las terrazas fluviales en los valles indican, según WILLIAMS y MEYER-ABICH, con sus formas de cortes y terraplenes y con escalones escarpados de los ríos que se cortan hacia atrás, dos elevaciones, una en el Plioceno y otra de edad posterior.



**Fotografía 47: Sierra del Bálsamo; espolones rompen hacia el mar; fotografía aérea. (Foto H. Lessmann).**

WEYL (1952), sin embargo, descubrió tres levantamientos a lo largo de la carretera San Salvador-La Libertad, que describe de una manera muy intuitiva y termina: "Tanto en el campo como en las fotografías aéreas, pude distinguir en total cuatro terrazas todas las cuales se inclinan hacia el sur en forma aparentemente idéntica; cada una queda separada de la otra por un escalón bien marcado en el declive, que se nota también en los lechos de los ríos. El escalón inferior se distingue especialmente por paredones de hasta 100 m. de altura y cataratas". Una se conoce generalmente por la Catarata de San Antonio en el río del mismo nombre, 1.5 km. al norte de la costa. Los tres levantamientos demostrados por las terrazas corresponden entonces a las tres fases de hundimiento en el "Graben de Ilopango", descubiertas por WILLIAMS y MEYER-ABICH.

Las crestas occidentales demuestran una vertiente suave hacia la planicie de Acajutla-Sonsonate. Varias colinas comprueban que el borde occidental de la sierra fue denudado fuertemente.

Al este de la carretera San Salvador-La Libertad las formas de la sierra son más variadas. Desde la cresta principal, que está quebrada en pedazos, desciende hacia el sur una planicie truncada de relieve ligeramente ondulado, donde valles profundos separan macizos, lomas y mesetas. La planicie termina en el sur con un borde acantilado cortante, orientado oeste-suroeste-estenoreste. A lo largo de la carretera,

y más al este en la cuenca del río Comalapa se han formado peñas de planos anchos con bordes escarpados hasta verticales, cuyas duras cubiertas constan de tobas fundidas. Allá se distinguen solamente dos fases de levantamiento. Una espesa capa rojiza hasta 10 m. de desagregación fosilizada –según WEYL– cubre las rocas volcánicas que "se distingue bien del color amarillento a grisáceo de cenizas jóvenes de los volcanes Ilopango y San Salvador". Las mencionadas tobas ardientes y fundidas, cuyos espesores varían entre 30 y más de 100 m, fueron expulsadas en el Pleistoceno en relación con el volcanismo del graben y pertenecen al subtipo c 1 de la Formación de Cuscatlán. Según WEYL (1957), son del mismo tipo que aquellas del Katmai en Alaska.

No se espera un cambio acelerado del estado actual de la Sierra del Bálsamo, sino únicamente después de una posible reactivación repentina por medio de la fuerza tectónica, al empezar de nuevo a volcar o hundir la sierra en el área costera.

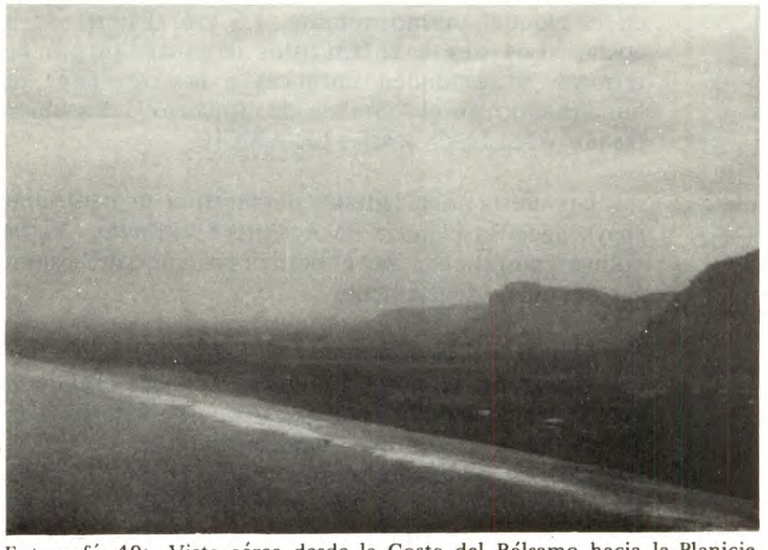
**a. Costa del Bálsamo Occidental hasta el río El Zunzal; Paisaje 20**

La costa de la Sierra del Bálsamo empieza en el occidente cerca de las Lomas El Zunzal, al este del río Ayacachapa, en el lugar donde las crestas laterales orientadas noreste-suroeste se acercan al mar; Fotografías 48 y 49. Desde allá, la costa se extiende oeste-este sobre 40 km. hasta el río Jute, un kilómetro al este de La Libertad; pero solamente 30 km. de ella es costa acantilada. En esta costa transversal, resaltan unos 30 espolones como rocas acantiladas de 20 a 100 m. de alto, que se prolongan hasta 100 m. más hacia el mar, que las ensenadas entre ellas; Fotografía 50. Los salientes de roca muchas veces tienen un plano asimétrico y señalan con sus frentes hacia el sureste, tal como sus cantiles más activos; Fotografía 51. Del mismo modo, las pequeñas ensenadas no tienen un plano semicircular sino que entran a la línea costera en dirección nor-noroeste igual que los frentes de rompientes de la mar de fondo. De esta manera la costa recibe un plano de una forma de guirnalda; Fotografía 52.

Cerca de esta costa rocosa todavía existen muchos bosques que entre los ríos Mizata y El Zunzal, sobre unos 18 km. cubren los espolones y también parcialmente los valles. En el fondo de algunas bocanas de río crecen algunos mangles; por ejemplo río El Palmar, km. 50.

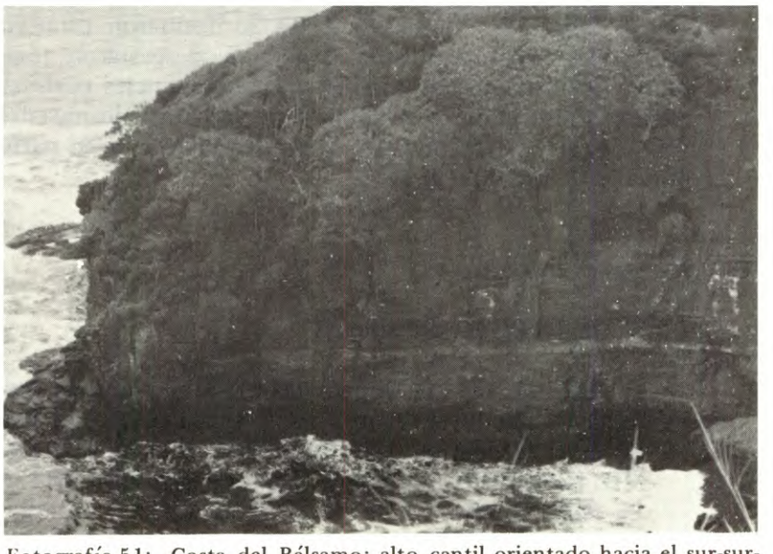
Antes de la construcción de la carretera del Litoral, la costa del Bálsamo era realmente inaccesible. Los pocos caminos hacia el mar bajaban de la cresta principal en el norte, usando primero como vías naturales las lomas laterales, y más abajo el curso inferior de los valles. Hoy día, la carretera costera la cruza con un sinnúmero de

Fotografía 48: Vista aérea desde la Planicie Costera Occidental hacia la Costa del Bálsamo. (Foto H. Lessmann).



Fotografía 49: Vista aérea desde la Costa del Bálsamo hacia la Planicie Costera Occidental. (Foto H. Lessmann).

Fotografía 50: Costa del Bálsamo; rocas acantiladas de 20 a 100 m. de alto. (Foto H. Lessmann).



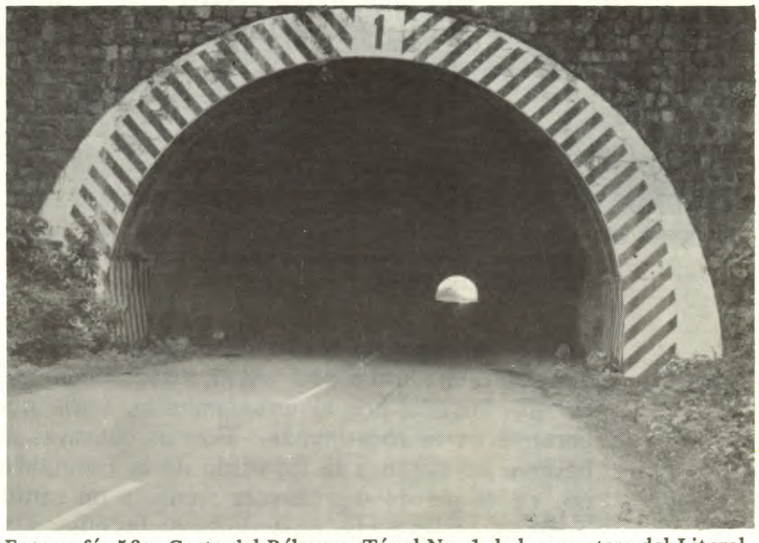
Fotografía 51: Costa del Bálsamo; alto cantil orientado hacia el sur-sur-este cerca de la Bocana La Perla. (Foto H. Lessmann).

curvas y cinco túneles, Fotografía 53, a través de las crestas escarpadas y los pequeños valles que presentan a la vista un paisaje costero de singular belleza, donde imponentes cantiles encierran lindas playas y playitas.

Las formas decisivas de una costa rocosa son sus cantiles. En la Sierra del Bálsamo se han formado, con preferencia allá, donde los espolones de las crestas llegan directamente al mar. Con una distancia de río a río de 1 a 2 km, los frentes de los cantiles orientados hacia el mar, tienen anchuras de 400 a 1000 m; Fotografía 54; entre los ríos Perla y Taquillo aún hasta 1500 m. con alturas de hasta 60 m, pero con más frecuencia entre 10 y 20 m; Fotografía 55. A veces se subdividen en 2 a 3 cantiles parciales sin formar entre sí una ensenada regular. Las laderas son parcialmente verticales con un canto superior afilado, desde donde la superficie de los espolones asciende tierra adentro con una pendiente mucho menor. La superficie está cubierta de vegetación rala y espinosa. La parte inferior del cantil tiene un colorido desde rojizo hasta rojoazul; Fotografía 56. La forma depende de la calidad de la roca, que cambia mucho de lugar a lugar. Frecuentemente son de material estratificado consistente en lava, aglomerados cementados, tobas de pómez, brechas de toba aglomeráticas y cenizas endurecidas; Fotografías 57 y 58. Muchas veces el pie del cantil está cubierto de escombros o rodeado de guijarros o bloques de roca. En varios lugares hasta se encuentra una terraza de playa delante del cantil; Fotografías 59 y 60. La forma del declive del cantil depende evidentemente de la roca local. Pero para la conservación de las paredes a pique según se observa se necesita una rápida preparación y transporte del material caído al suelo. El clima tropical de tipo estacional con fuertes lluvias y altas temperaturas, posibilitan una fuerte desagregación química en las grietas y aberturas de la roca; el material rocoso se mulle y finalmente se desmorona en pedazos grandes. La incidencia general de los estratos hacia el mar favorece este proceso; ambos procesos son visibles en la Fotografía 55.

Formas Cóncavas de resaca son muy frecuentes en la costa acantilada. Las Fotografías 58 y 61 demuestran estas formas de abrasión al este del río El Zonte, en rocas de aglomerados cementados y cenizas endurecidas de unos 5 m. de alto como testimonio de la emergencia isostática. La Fotografía 57 tomada a 15 m. de distancia de las otras, presenta las mismas formas, pero en roca dura de toba y lava, donde el trabajo de la resaca ha sido menos efectivo. Unos 700 m. al este del muelle de La Libertad, el río La Danta se ha cortado en la roca de aglomerados cementados inmediatamente antes de su desembocadura al mar. En las Fotografías 62, 63, 64 y 65, se notan los detalles como se presentan durante bajamar; las

Fotografía 52: Costa del Bálsamo; pequeña playa de guijarros en la Bocana La Perla. (Foto H. Lessmann).




Fotografía 53: Costa del Bálsamo; Túnel No. 1 de la carretera del Litoral. (Foto H. Lessmann).

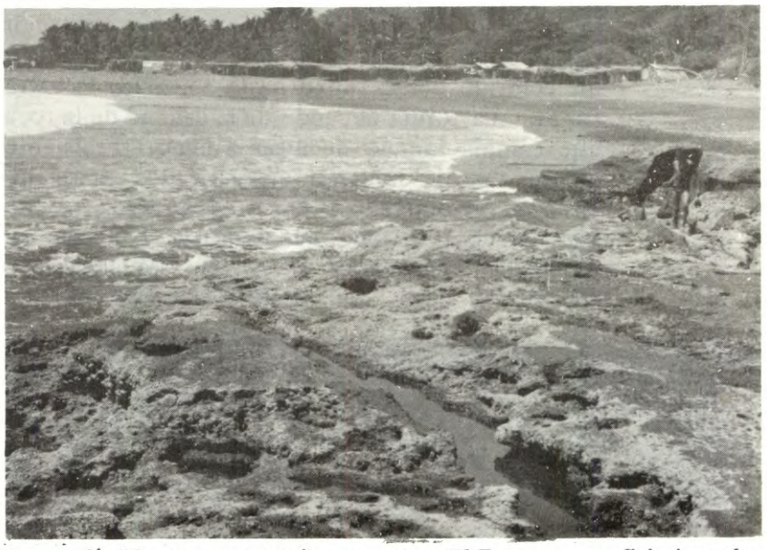
Fotografía 54: Costa del Bálsamo; frentes de cantiles con anchuras entre 400 y 1000 m; fotografía aérea. (Foto H. Lessmann).

Fotografía 55: Costa del Bálsamo; playa El Zonte; terraza marina frente al cantil. (Foto H. Lessmann).

Fotografía 56: Costa del Bálsamo; playa El Zonte; costa acantilada con pequeña ensenada. (Foto H. Lessmann).

Fotografía 57: Costa del Bálsamo; playa El Zonte; formas cóncavas de abrasión en roca dura. (Foto H. Lessmann).

Fotografía 58: Costa del Bálsamo; Playa El Zonte; huellas de abrasión marina en aglomerados cementados y cenizas endurecidas. (Foto H. Lessmann).



Fotografía 59: Costa del Bálsamo; playa El Zonte; superficie irregular de terraza. (Foto H. Lessmann).

formas cóncavas de resaca de pleamar se extienden sobre una altura de 5 a 8 m, demostrando que el río, forzado por el levantamiento, tenía que cortarse en la roca blanda. Formas cóncavas de bajamar se notan a la izquierda de la Fotografía 66, en el pie de una terraza frente a un cantil. También en las partes posteriores de las ensenadas se las encuentra, siempre que existan rocas.

En los lados orientales y ponientes de los espolones en las laderas a pique muchas veces se han formado cuevas y cavernas en el nivel de la marca de pleamar, cuyo origen y perfeccionamiento dependen del grado de abertura y estratificación de la roca; Fotografía 67. Sus formas son esquinadas, las cubiertas inclinadas. En el espolón que delimita la ensenada del río El Zonte, 15 km. al oeste de La Libertad, en el poniente, las fuerzas de la resaca han logrado una abertura completa, formando un túnel hacia la ensenada vecina; Fotografía 66.

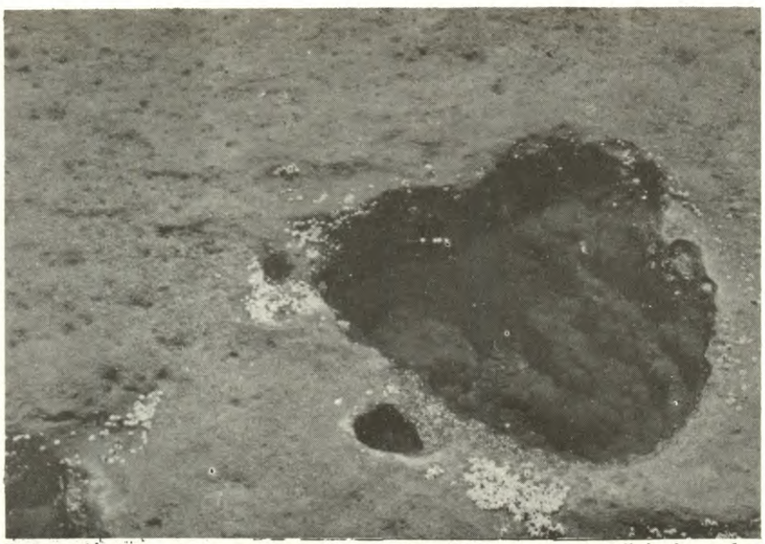
Según GIERLOFF-EMDEN, las amplitudes de las terrazas de playa varían entre 5 y 35 m. y su ángulo de declive oscila entre 1º y 6º según la incidencia de los estratos. Hacia el mar suele romper con un escalón hasta un metro de alto o algo más, donde frecuentemente se encuentra la forma cóncava de bajamar ya mencionada anteriormente; Fotografía 66. En estratos de aglomerados, la forma es irregular, cubierta de muchas pequeñas cavidades y eminencias redondas; Fotografías 59 y 60. La superficie de cenizas petrificadas y tobas es lisa. Las mismas fotografías demuestran la división de una terraza en planchas sueltas separadas por canales y socavados por la resaca.

Pequeñas ensenadas se encuentran parecidas a nichos en el frente delantero de los espolones para separar los cantiles, como lo demuestra la Fotografía 55. Poseen una playa de arena o rocalla de 5 a 20 m.de ancho. Entre los espolones, las ensenadas son más grandes; Fotografía 68. Se construyen por medio del río costero, que corre en el valle respectivo hacia el mar, y deposita casi siempre un pequeño delta en el escudete entre ambos espolones. El delta prolonga la línea de playa en el área de desembocadura hacia el mar; Fotografías 68 y 69. De esta manera, en el espacio entre dos espolones muchas veces verdaderamente se forman dos ensenadas, una al este y otra al oeste de la desembocadura del río. Estas playas son anchas y consisten en arenas bastante finas de una granulación uniforme. Los feldespatos forman las fracciones más grandes. Además se encuentran varios minerales oscuros, pero también arenas de pómez y pequeñas porciones de cuarzo. En una prueba tomada en un lugar 20 km. al ponien-

te de La Libertad, probablemente en la playa de El Zonte, el contenido de augita era de 28°/o (GIERLOFF-EMDEN). Acumulaciones de minerales pesados en forma de aglomerados de magnetita no son raras. El color gris oscuro hasta violeta de las arenas de playa proporcionan a la orilla del mar durante la bajamar una característica específica de muchas playas del país. Las Fotografías 70 y 71 presentan los colores verdaderos en la playa poniente de la ensenada El Zonte. "Corrosión eólica" o sea la denudación por medio de la arena arrastrada por la brisa marina, se observa en varios lugares de la costa acantilada (GIERLOFF-EMDEN); Fotografía 66.

La resaca es fuerte en las ensenadas porque los rompientes convergen hacia allá. Delante de los espolones suele ser menos efectiva aunque se observan formas cóncavas, especialmente en pleamar. De manera que la corriente longitudinal de resaca remueve solamente material relativamente pequeño, incluyendo guijarros hasta 5 cm. de diámetro y lo transporta hacia las ensenadas, como material de construcción de la playa, mientras los bloques grandes quedan delante de los cantiles donde se redondean lentamente.

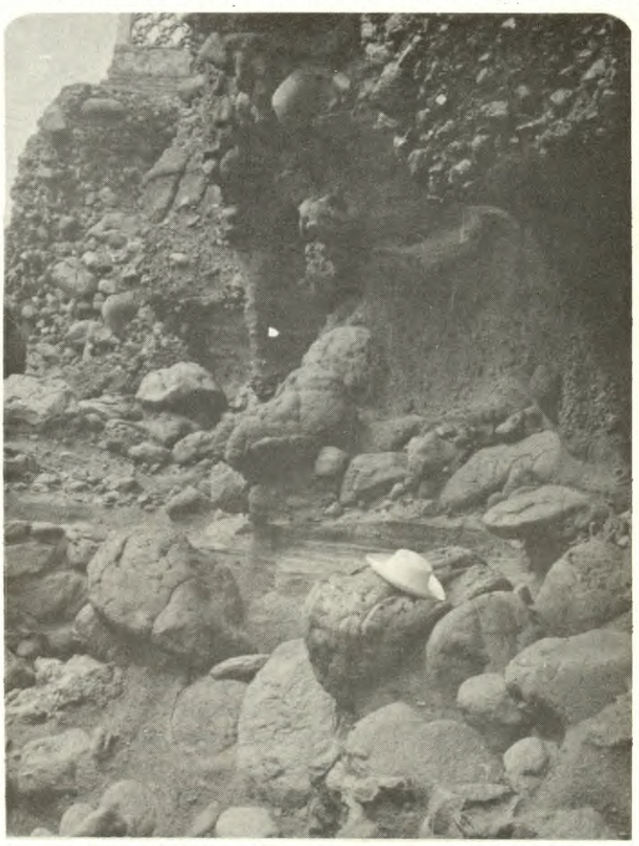
Los ríos costeros son importantes para el suministro de material que es grande durante la estación lluviosa, pero muchas veces nulo durante la estación seca, razón por la que los esteros pequeños se suelen cerrar durante esa época del año. Se transportan cantos rodados, arenas, sedimentos y cargas en forma de aguas servidas y otras disoluciones. Muchas veces se presentan nubes anaranjadas de sedimentos frente a las playas laterales de las desembocaduras, advirtiendo a los bañistas no hacer contacto con esa carga poco higiénica. Después de lluvias en agosto y septiembre, GIERLOFF-EMDEN midió en algunas pruebas tomadas hasta 5°/o de volumen de sedimentos. El mismo autor observó que los ríos que han construido pequeñas áreas de delta tienen en su curso inferior una corriente sumamente débil. La altura de estos aluviones llega hasta un metro encima de la marca de pleamar viva, de manera que el agua durante la estación seca escurre a través de un pequeño escalón playa abajo hacia el mar. Solamente en pocas desembocaduras el agua de mar logra entrar con la pleamar. La Fotografía 69, del delta del río El Zonte, tomada durante la estación seca, ilustra tal observación.



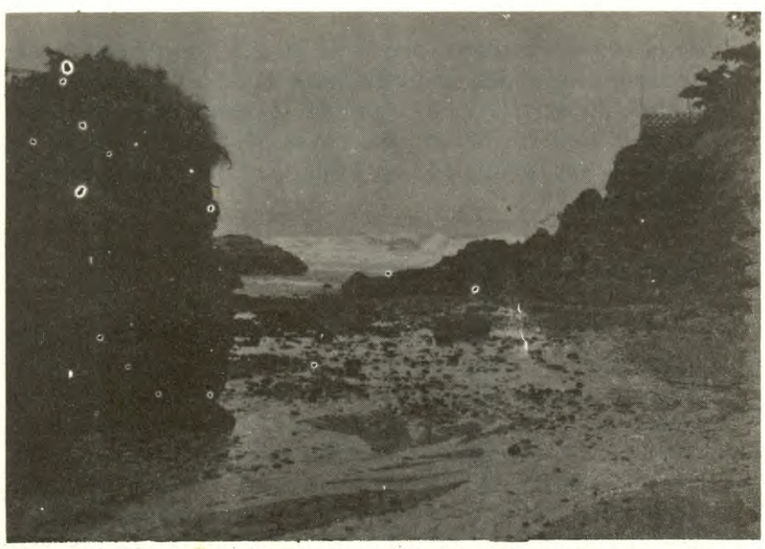
Fotografía 60: Costa del Bálsamo; playa El Zonte; superficie irregular de terraza con pequeñas cavidades llenas de agua. (Foto H. Lessmann).

**b. Costa de transición del río El Zunzal al río El Jute. Paisaje 21**

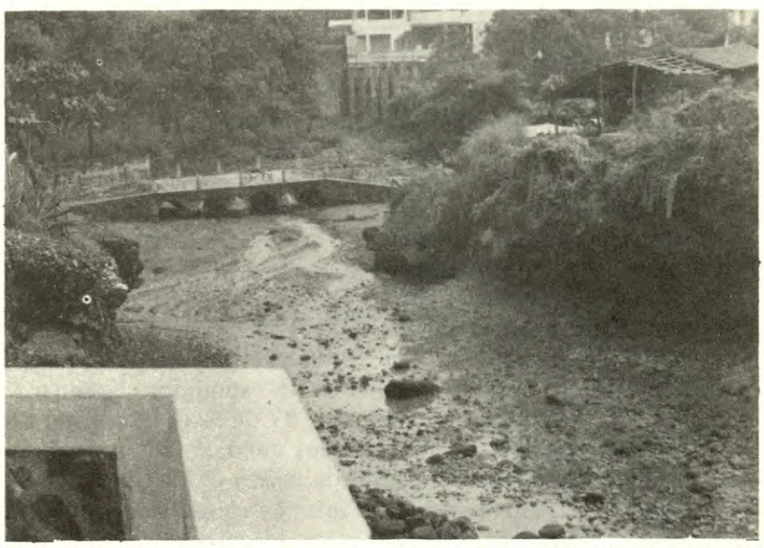
Cerca de la playa El Zunzal, 8 kilómetros al oeste de La Libertad, empieza a transformarse la costa. Los espolones ya no alcanzan el mar, sino que se forma una franja llana de aluvión, que finalmente



Fotografía 61: Costa del Bálsamo; río La Danta; formas cóncavas de abrasión como testimonio de emergencias isostática. (Foto H. Lessmann).



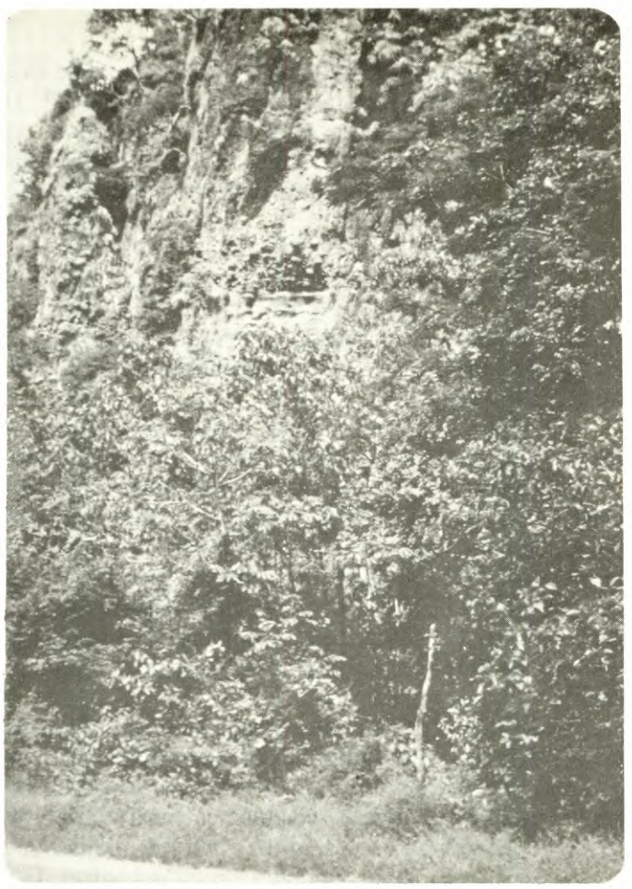
Fotografía 62: Costa del Bálsamo; lecho del río La Danta cortado en roca de aglomerados cementados. (Foto H. Lessmann).



Fotografía 63: Lo mismo con terraza marina. (Foto H. Lessmann).

Fotografía 64: Lo mismo; diferentes etapas de emergencia. (Foto H. Lessmann).

Fotografía 66: Costa del Bálsamo; cerca de la playa El Zonte; túnel natural en roca entre dos ensenadas. (Foto H. Lessmann).



Fotografía 65: Carretera del Litoral Km. 57, al E de La Libertad, testimonio de emergencia isostática en antiguo cantil, 15 m. arriba de la carretera. (Foto H. Lessmann).

Fotografía 67: Costa del Bálsamo; cuevas en la playa en cantil de 8 m. de altura. (Fotografía aérea por H. Lessmann).

alcanza una anchura de 400 a 1000 m; Fotografía 72. En las ensenadas chatas la playa tiene hasta 50 m. de ancho y consiste principalmente en arena fina. Aquí prevalece la sedimentación. Cerca de las desembocaduras del río Grande y del Majahual, atrás del cordón costero empieza la formación de lagunitas orladas por pequeños manglares. GIERLOFF-EMDEN opina que "los espolones hoy retirados del mar, en un tiempo hace unos 1000 años han sido cantiles activos alcanzados por la resaca". Un kilómetro al este del muelle, cerca del empalme de la carretera del Litoral CA 2 con la transversal procedente de San Salvador CA 4, la estribación de un espolón llega todavía hasta la orilla del mar y forma un acantilado sobre un trecho de 600 m, donde se observa una fuerte resaca. Este acantilado muestra una estratificación muy diferenciada dentro de la cual varían bultos de bloques redondeados gruesos, rocalla del tamaño de un puño, grava gruesa como una nuez y finas arenas estratificadas entre sí. MEYER-ABICH y GREBE afirman que se trata de balasto preparado por el mar y solidificado posteriormente (GIERLOFF-EMDEN). Como ya se ha mencionado anteriormente, en este acantilado se ha cortado el río La Danta para desembocar en el mar. De este hecho GIERLOFF-EMDEN deduce una elevación de 10 a 12 m. que explicaría fácilmente el origen de las franjas de tierra delante de los espolones. Solamente 3 km. más al este, cerca del km. 57 de la carretera del Litoral, se encuentran otros testigos del demostrado levantamiento. Son formas cóncavas de resaca visibles unos 15 m. arriba de la carretera en las mismas clases de roca de un antiguo cantil, hoy 600 m. retirado de la playa; Fotografía 65. Al oeste y este del puerto se encuentran delante de la costa acantilada, playas de 20 a 50 m. de ancho que constan de grandes cantos rodados de 50 a 100 cm. de diámetro; Fotografía 73-1. También la misma playa del puerto está cubierta de rocalla, cuyas piedras de tamaño de puño se han acumulado en forma de "cuernos de playa"; Fotografía 73-2.

## 2. Sierra de Jucuarán. Paisaje 8

La Sierra de Jucuarán limita la Planicie Costera Centra en el oriente. Se extiende frente al mar, de oeste a este, 35 km. con una anchura de 10 a 15 km. A lo largo de un trecho de 17 km. linda con el mar y forma una costa acantilada. La topografía de la sierra es de difícil orientación. Las elevaciones mas altas se encuentran cerca del borde norte de la sierre, 9 a 11 km. de la costa con la más alta de 767 m. en la Nariz del Diablo, desde donde va en declive al sur hacia el mar. Sin embargo, el cerro más alto, el Moni-

to, con 883 m. dista solamente 6 km. de la costa y es parte de un antiguo volcán del subtipo b2 de la Formación del Bálsamo.

La sierra está mucho más despedazada que la parte oriental de la Sierra del Bálsamo. Entre el Estero El Espino y El Cuco ascienden crestas escarpadas desde el mar, que conducen a varios valles anchos cerrados, por ejemplo aquel de Jucuarán con el pueblo del mismo nombre a 550 m. de elevación, de Guadalupe a 260 m. y Chirilagua a 240 m. El cerro Madrecacao de 749 m. es la ruina de un volcán de la formación más joven de Cuscatlán, desde donde van estribaciones de tobas (subtipo c1) hacia el norte, hasta el pie del volcán San Miguel.

Desde la laguna de Olomega situada sobre el borde de norte de la sierra, en una elevación de 65 m. va un camino a través de un paso de sólo 170 m. de elevación, hacia el pueblo Intipucá y el Estero Cerique en la costa pacífica, que divide la sierra en dos partes. Más al este, las elevaciones se reducen sucesivamente hasta menos de 200 m. al norte del Estero El Tamarindo. Desde El Cuco, la sierra se retira del mar para dirigirse por 10 km. hacia el este, paralelamente a la costa. Después dobla en dirección al volcán Conchagua. Las estribaciones de la sierra forman en el poniente un borde escarpado en dirección sureste noroeste de unos 10 km. de largo, que obliga al río Grande de San Miguel a hacer un gran recodo. Algunas colinas se acercan desde el sureste hasta 5 km. de Usulután.

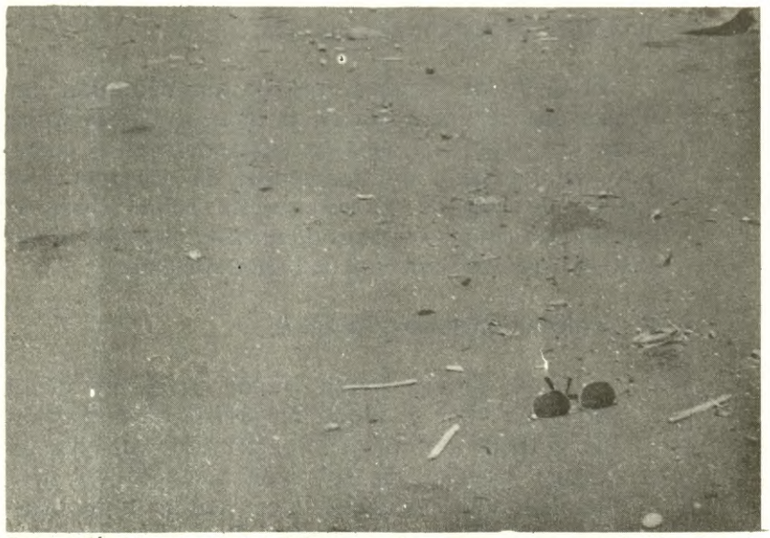
La Sierra de Jucuarán es inaccesible. Antes de la construcción de la carretera del Litoral prácticamente estaba abierta sólo por un camino de difícil trayecto, que conducía desde Concepción Batres a través de Jucuarán y Chirilagua, hacia la playa El Cuco e Intipucá. Desde fines de los años 50, la nueva carretera cruza la sierra en su parte central, de norte a sur, desde El Delirio, situado sobre la ribera del río Grande de San Miguel, pasando entre los cerros Nariz del Diablo y Madrecacao, donde asciende hasta 450 m. de elevación, siempre encima de valles profundamente cortados, para doblar 6 km. antes de llegar al mar, hacia el este. Desde allá se conduce sobre terreno llano a poco ondulado hacia Intipucá y La Unión, quedando siempre entre 3 y 5 km. de distancia de la costa.

### a. Costa acantilada de Jucuarán. Paisaje 22

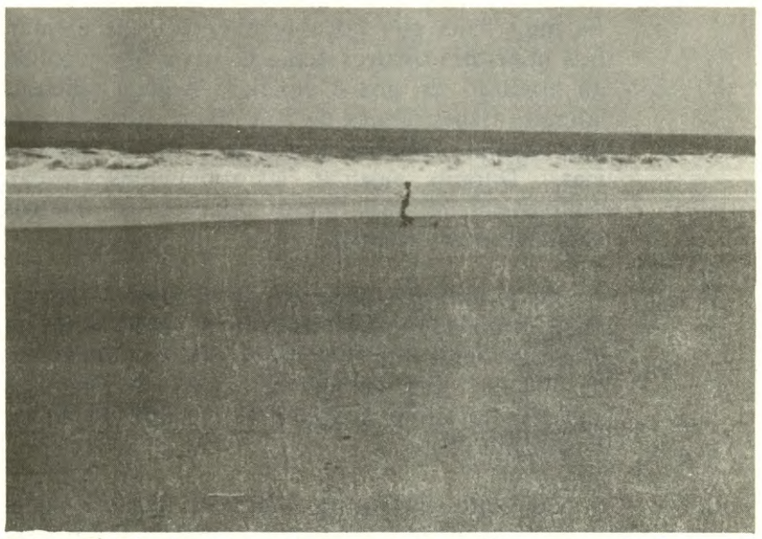
La costa acantilada de Jucuarán entre el Estero El Espino y la playa El Cuco, se distingue considerablemente de la del Bálsamo. No existe la grandiosidad del desmontaje en forma de guirnaldas entre espolones y ensenadas, sino que en esta costa acantilada se encuentran varias playas rectilíneas de 0.7 a 2.5 km. de largo, que se desplazan entre sí, encontrándoselas en el poniente, más al sur que las que se hallan más cerca de El Cuco.

Fotografía 68: Costa del Bálsamo; pequeño delta del río Mizata. (Foto H. Lessmann).

Fotografía 69: Costa del Bálsamo; playa El Zonte; delta alargado del río El Zonte forma dos ensenadas parciales. (Foto H. Lessmann).

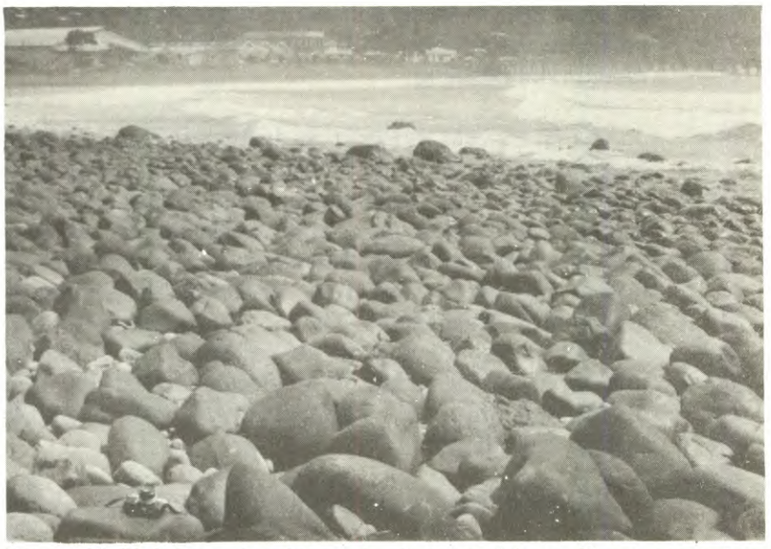


Fotografía 70: Costa del Bálsamo; playa El Zonte; acumulación de minerales pesados oscuros en playa de arena. (Foto H. Lessmann).



Fotografía 71: Lo mismo; la luz solar se refleja en los cristales de los minerales pesados oscuros. (Foto H. Lessmann).

Fotografía 72: Costa del Bálsamo; la playa El Zunzal. (Foto H. Lessmann).



Fotografía 73-1: Playa La Libertad; al oeste del muelle se encuentran grandes cantos rodados de 5 a 10 cm. de diámetro. (Foto de H. Lessmann).

Fotografía 74: Costa acantilada de Jucuarán; playa El Majagüe; fotografía aérea. (Foto H. Lessmann).

Fotografía 75: Costa acantilada de Jucuarán; ensenada entre Punta El Amatillo y Punta El Bongo; fotografía aérea. (Foto H. Lessmann).

Se ven interrumpidas por grupos de salientes rocosos en forma de zigzag, de 20 a 200 m. de ancho, que avanzan hacia el mar 200 a 400 m. encerrando pequeñas ensenadas de sólo 50 a 200 m. de largo.

La playa El Majagüe, entre los cabos Punta Toro de Oro y Punta La Ventana, tiene 2.5 km. de largo y una anchura de 200 m; Fotografía 74. Es muy llana con poca pendiente hacia el mar. Los minerales oscuros dan a la arena fina y sólida un colorido de gris a violeta. Ambos salientes laterales tienen altura de 5 a 10 m. sobre la bajamar media y resaltan por 150 a 200 m. hacia el mar. Durante bajamar, las rompientes vuelcan uniformemente por varios cientos de metros paralelamente a la costa.

En el extremo poniente de la costa de Jucuarán la ensenada entre Punta El Amatillo y Punta El Bongo tiene una anchura de 600 m. y un fondo de 300 m. Allá, las laderas a pique de los cabos alcanzan la altura considerable de más de 40 m. Fotografía 75.

La costa rocosa de Jucuarán termina en el poniente con un cabo de roca, 500 m. al noroeste de la Punta El Amatillo, desde donde ya se avista la Bocanita El Espino, a unos 3 km. al poniente.

### 3. Paisaje del golfo de Fonseca (Mapa 18)

El golfo de Fonseca es una profunda entrada del Océano Pacífico en el Istmo de América Central, hasta 50 km. de fondo y más de 70 km. de ancho. Su costa occidental pertenece a El Salvador, la entrada sureste a Nicaragua y las orillas del interior central a Honduras. Los volcanes Conchagua en el occidente y Cosigüina en el sureste forman frente a frente sus prominentes bastiones de entrada.

El Golfo de Fonseca presenta una depresión tectónica que se encuentra en la intersección de varias zonas de falla; el sistema de falla principal de oeste-este, la depresión de Comayagua de norte-sur y el sistema de falla de noroeste-sureste, sobre el cual se encuentran ambos volcanes de entrada al golfo. También las islas del Golfo son de origen volcánico.

#### a. Volcán Conchagua; Paisaje 9

Es el último volcán grande en el este de El Salvador. Por su ubicación aislada como bastión de entrada al Golfo (Fotografía 76), presenta un paisaje especial que sobresale desde lejos y sirve de marca de navegación para facilitar a los marinos la entrada en el golfo. El volcán tiene dos cimas: el cerro de Ocote, en el poniente, con una elevación de 1243 m. (mapa oficial 1: 200 000

de 1974), y casi 2 km. más al estenoreste, el propio Conchagua, con 1157 m. La cima poniente tiene un cráter acunado de 400 m. de diámetro y 30 m. de profundidad. Debajo del Conchagua se nota una profunda grieta de erosión. No hay señales de actividad volcánica reciente, pero sí existen algunas solfataras. La fuerte destrucción erosiva señala una edad mayor que las de los otros volcanes grandes más al oeste. El Conchagua pertenece a la Formación de Cuscatlán de la época Plioceno-Pleistoceno, que es más antigua que la de San Salvador, pero más joven que la del Bálsamo. Consta de efusivas andesíticas y basálticas del subtipo c3, pero también de c1. En el valle al poniente del volcán formado por éste y las estribaciones de la Sierra de Jucuarán, se encuentran varias pequeñas lagunas y pantanos: Los Negritos, El Pilón, Managuara y Los Chorros o Maquigüe. Los costados sur y este del volcán rompen en el pie formando una costa acantilada hacia el mar. Grandes partes del volcán están cubiertas por bosques, sobre todo las cimas y pendientes expuestas hacia el suroeste, sur y sureste.

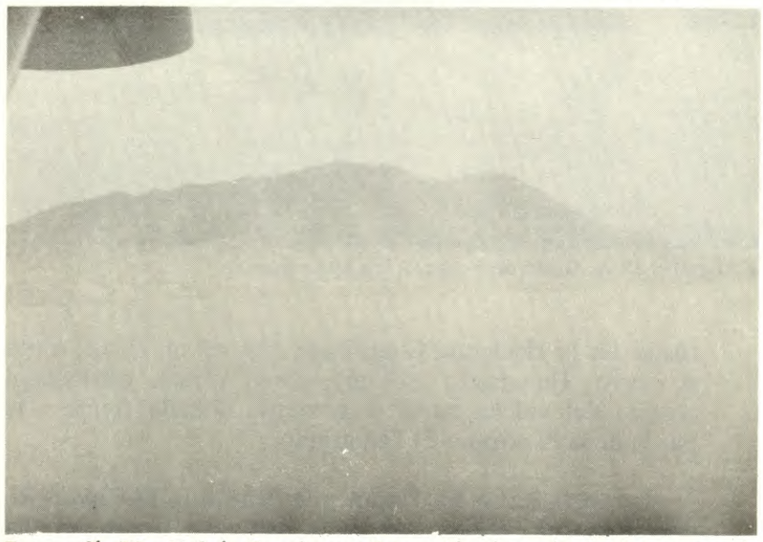
**b. Islas del golfo de Fonseca; Paisaje 10**

Todas son de origen volcánico; Fotografía 77. La isla Zacatillo se encuentra exactamente sobre la línea de prolongación de las cimas del volcán Conchagua y pertenece a la misma Formación de Cuscatlán. GIERLOFF-EMDEN consideraba probable que había existido una relación directa con el volcán, de manera que más tarde ocurrió la irrupción entre el volcán y la isla Conchagüita. Las elevaciones máximas de 160 m. son los Cerros Vividores en el centro de la isla y El Carey en el sur. El cerro Cáguamo en la península noreste alcanza 93 m.

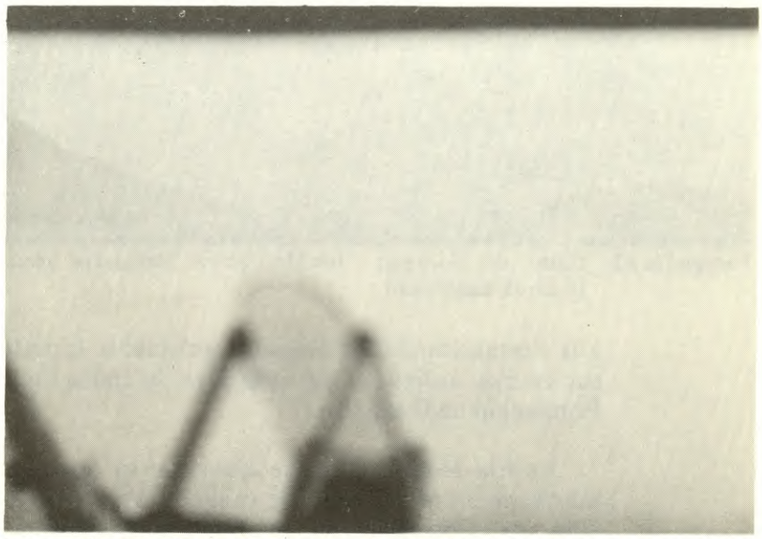
La isla Conchagüita tiene tres cimas sobre su eje norte-sur. El más alto en el centro, el cerro El Havillal, tiene algo más de 500 m; Fotografía 78. El propio Conchagüita en el norte con 359 m. y uno indenominado en el sur, demuestran pequeños cráteres. Los historiadores cuentan que en el año 1893, hubo una erupción acompañada de nubes de humo y desprendimientos en la costa acantilada, de grandes bloques de roca.

Realmente, pertenece a la Formación de San Salvador y tiene menor edad que el volcán Conchagua y la isla Zacatillo.

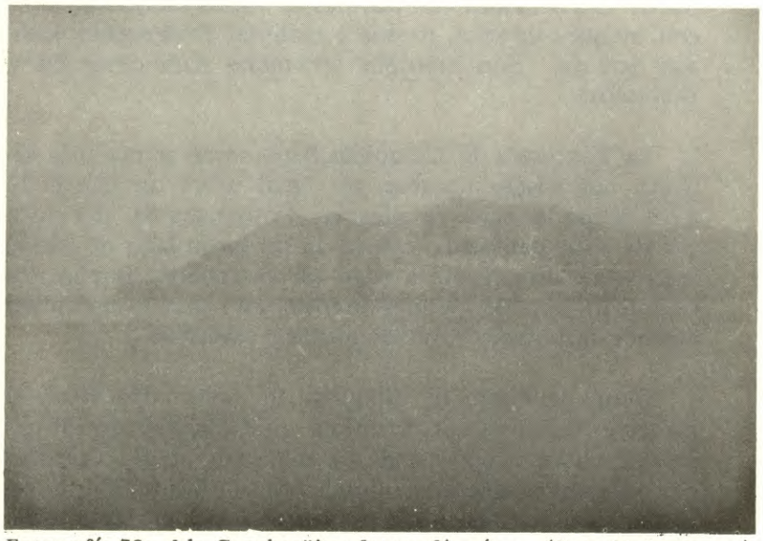
La isla Meanguera también tiene dos cráteres sobre su eje norte-sur. El más grande en el norte, el Plan de la Negra, tiene un diámetro de 1 km. y una profundidad de 170 m. El cerro Evaristo en el centro de la isla con 493 m. es la mayor elevación. No se conoce erupción alguna en tiempo histórico, pero la mayor parte de la isla pertenece



Fotografía 76: Volcán Conchagua; fotografía aérea. (Foto H. Lessmann).

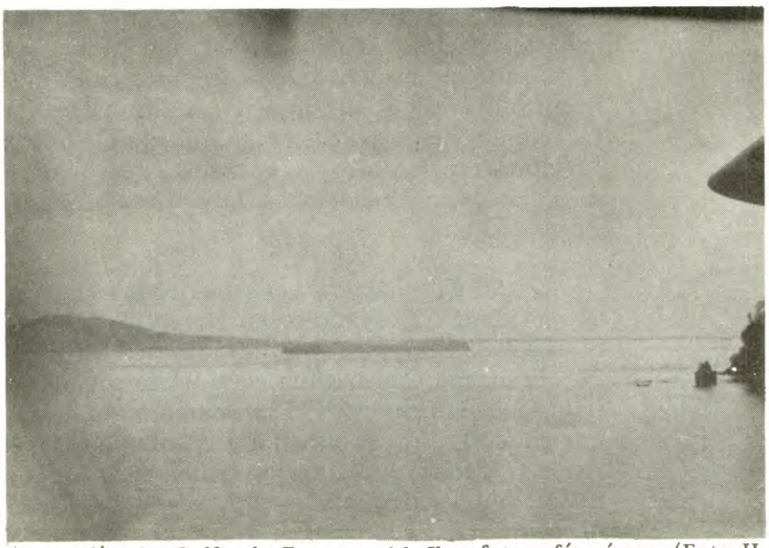


Fotografía 77: Golfo de Fonseca; fotografía aérea. (Foto H. Lessmann).

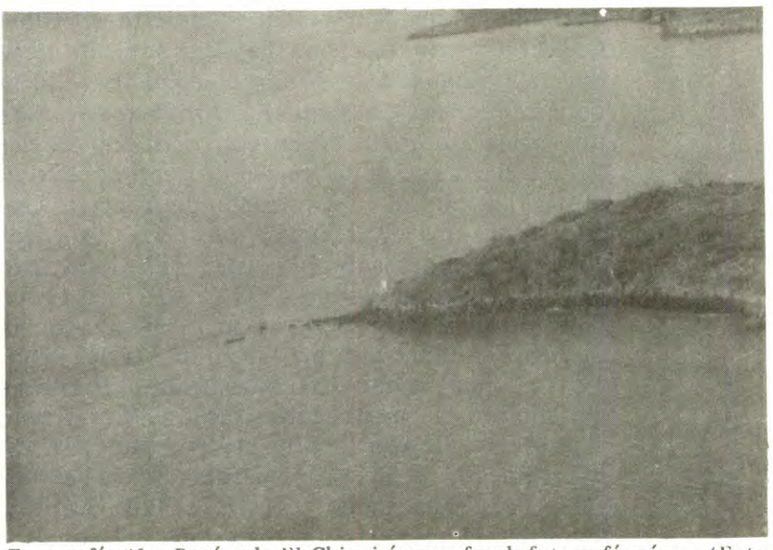


Fotografía 78: Isla Conchagüita; fotografía aérea. (Foto H. Lessmann).

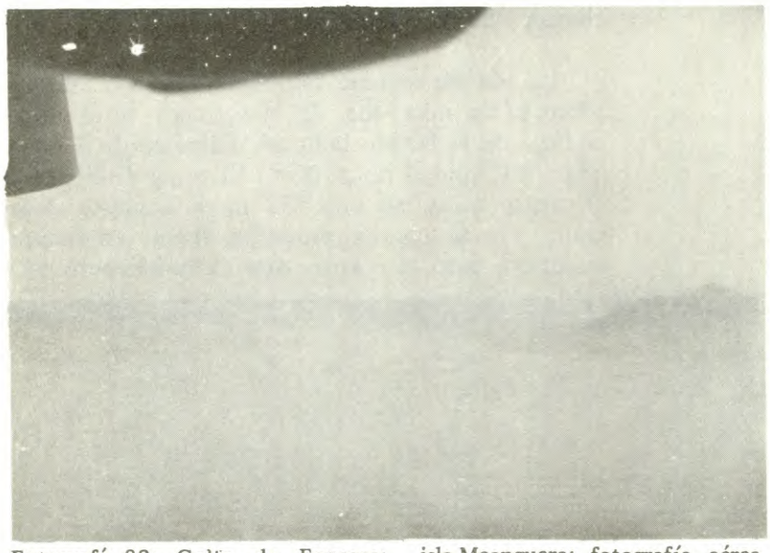
Fotografía 79: Golfo de Fonseca; islas Martín Pérez y Zacatillo; fotografía aérea. (Foto H. Lessmann).



Fotografía 80: Golfo de Fonseca; isla Ilca; fotografía aérea. (Foto H. Lessmann).



Fotografía 81: Península El Chiquirín con fanal; fotografía aérea. (Foto H. Lessmann).



Fotografía 82: Golfo de Fonseca; isla Meanguera; fotografía aérea. (Foto H. Lessmann).

Fotografía 82-A: Golfo de Fonseca; isla Meanguera;

a la Formación de San Salvador; solamente la parte sur es más antigua y ya existía en la época de la Formación de Cuscatlán.

La isla Martín Pérez se eleva con su cerro del mismo nombre a 51 m. Se originó por la Formación de Cuscatlán en el Plioceno-Pleistoceno; Fotografía 79.

Hay otros cinco islotes de pequeña altura: la isla Meanguerita o Pirigallo (elevación 80 m), la isla Ilca (23 m), Fotografía 80, la isla Conejo (32 m), la isla Chuchito (5.5 m) y la isla Periquito (18 m). La anterior "Isla Perico" (58 m), hace varios decenios que se unió con la tierra firme, por medio de manglares y marismas y dejó de ser una isla. En el mapa de BARBERENA de 1905, todavía existía como una isla rocosa de la Bahía La Unión. Es un pequeño volcán, probablemente también de la Formación de Cuscatlán, subtipo c3.

### c. Costa del volcán Conchagua. Paisaje 23

Alrededor del volcán se forma en su pie una costa acantilada de 20 km. de largo, desde La Unión en el norte sobre la Punta El Chiquirín en el este, y sobre el acantilado en la Hacienda Gualpirque (33 m) en el sur, hasta el cerro Tamarindo (43 m), como última estribación costera del volcán hacia el suroeste, situada frente a la punta de la Península El Tamarindo.

La costa entre La Unión y la Península El Chiquirín, que forma el extremo sur de la Bahía La Unión, es una zona transitoria entre la costa llana más al oeste y la rocosa o acantilada del volcán. Allá se encuentran playas de arena, a veces también de fango, separadas por salientes de lava y ceniza con cantiles de varios metros de alto, con bloques de roca, rocalla y material desagregado echados delante. Son biótopos favorables para cangrejos y moluscos.

La Península El Chiquirín, lleva en su punta más saliente del mismo nombre, un fanal sobre un mástil de 12 m. sobre la marca de pleamar; Fotografía 81. La costa sur de esta península consta de un acantilado de varios metros de alto, frente a cuyo pie se extiende la playa El Chiquirín llena de bloques de roca. La resaca ha esculpido algunos bastiones y formado grutas y cavernas.

Desde la Punta El Chiquirín, la costa corre hacia el suroeste demostrando la misma multiplicidad de formas en que alternan ensenadas con playas de arena, o piedras con salientes acantilados, donde los cantiles revelan la variedad de la composición petrográfica del pie de volcán. Más hacia el sur, donde se halla la zona de la Hacienda Gualpirque, se dirige de oeste a este un acantilado de más

de 1 km. de largo. Esta pendiente a pique de 33 m. de alto, que se nota bien desde el mar por su colorido rojizo, forma la costa de un cono llano, de tobas y cenizas como parte del volcán. Más hacia el suroeste el acantilado pierde altura y termina entre la Punta La Bolsa o La Criba y el cerro El Tamarindo, 3 km. más al suroeste, donde ya se ha formado el pequeño Estero La Criba y un manglar frente a la desembocadura del Estero El Tamarindo.

### d – Costas acantiladas de las islas del golfo. Paisaje 24

La isla salvadoreña más grande del golfo es la isla Meanguera de aproximadamente 16 $km^2$ que mide entre los puntos norte y sur 7 km; Fotografía 82. Los lados norte y oeste tienen pendientes que descienden en forma oblicua al agua y están cubiertas de bosques hasta la marca de pleamar. Bloques rocosos negros algo redondeados forman la playa. La costa poniente consta de varios acantilados, cantiles con formas cóncavas, cabos redondos de roca, cuevas y cavernas encima de la marca de pleamar. Más estructurada es la costa sur. Entre la Punta Aguedaja y la Punta La Barra, se encuentra una gran ensenada con la playa El Majahual. Frente al cabo en el sureste se ubica la isla Meanguerita. El pueblo Meanguera se encuentra en la costa oriental cerca de la Punta El Panteón.

La isla Conchagüita como segunda en extensión, señala en sus costados oeste y este formas de costa de gran variedad, muy parecidas a las características de la costa del pie del volcán Conchagua en frente.

En la playa Conchagüita, en la costa oriental, se encuentra el caserío del mismo nombre. 700 m. al sur se conservan todavía ruinas de la antigua población Conchagua devastada en 1682, por piratas ingleses. En valles interiores hay algunas arboledas; no existen bosques cerrados.

La isla Zacatillo, antes llamada también Punta Zacate, flanquea la entrada a los puertos La Unión y Cutuco; Fotografía 79. Sus costados poniente y sur tienen costa acantilada. El costado norte tiene pendientes con vegetación y ensenadas de arena y fango. Hacia el noreste va la península El Cáguano de un kilómetro de largo con costa acantilada en su lado sur. Frente al cabo Punta Los Negritos en el suroeste se encuentra un arrecife de escollos rocosos picudos, el Arrecife Los Negritos. En el acantilado que forma la Loma El Mosquero en el costado noroccidental de la isla, 460 m. al sur de la punta del mismo nombre o Punta Manzanilla, se encuentra otro fanal sobre un mástil de 12 m. encima de la marca de pleamar. En las faldas poniente y este hay algunas arboledas y bosques caducifolio. En la parte norte, que es la más llana, hay algunos pequeños caseríos de pescadores. Las islas pequeñas restantes son poco conocidas. No son pobladas permanentemente. La vegetación consta de arboledas ralas caducifolias.

## E Paisaje marino

### 1. El golfo de Fonseca occidental; Paisaje 25

La isobata de 20 m. llega desde el mar abierto hasta la línea de unión entre la Punta Amapala y la Punta Aguedeja de la isla Meanguera. Una hondonada de la isobata de 15 m. se adelanta hacia el noreste entre las islas Meanguera y Conchagüita como un ancho desaguadero. La profundidad media de agua entre las otras islas es de 6 m. De muy poca profundidad es la Bahía La Unión al noroeste de la isla Zacatillo que oscila entre 0 y 1.5 metros con extensas zonas de marismas.

El fenómeno hidrográfico más interesante de la parte poniente del golfo es el profundo canal que se conduce con varias sinuosidades desde el Estero La Manzanilla hacia el sur, pasando delante de los puertos La Unión y Cutuco, a través del estrecho entre la Punta El Chiquirín y la isla Zacatillo, hacia aguas más profundas entre el volcán Conchagua y la isla Conchagüita. Durante bajamar a través de este canal, ahondonado por la corriente de bajamar, se vacían las masas de agua existentes en las grandes áreas anfíbicas y en la Bahía La Unión. La mayor profundidad excavada por la corriente de agua saliente es un canal con un poco más de 30 m. en una distancia de 600 m. al sureste del fanal en la Punta El Chiquirín. La corriente de agua en la superficie del estrecho alcanza 3 a 4 nudos o sean 5.5 a 7.4 km x $hora^{-1}$. Se nota el límite de las aguas salientes, de color amarillo por el material suspendido nítidamente en el agua azul del mar abierto, lejos hacia el sur, ya fuera del propio golfo.

El canal menos marcado es el paso conocido como "dyer street" o paso colorado, entre las islas Zacatillo y Martín Pérez, que continúa hasta la parte norte del Golfo de Fonseca.

La amplitud tidal frente a la costa pacífica se aumenta en el golfo y alcanza en la Bahía La Unión 2.5 m. La amplitud media de marea viva o sicigia es según el nuevo mapa náutico "Bahía La Unión" del Instituto Geográfico Nacional de El Salvador de diciembre de 1976, 3.02 m, y de marea muerta o de cuadratura 1.83 m; es decir que la marea viva es bastante más baja de lo que en 1957 se pensaba (GIERLOFF-EMDEN).

Según HARTMANN, la salinidad en el golfo es oceánica. En la Bahía La Unión, en la zona de los manglares exteriores no cambia los 30.5 por mil; 5 km. adentro en el Estero Naranjal, midió todavía una salinidad de 28.5 por mil. El efecto de la evaporación que aumenta la concentración de las sales del agua salobre es grande durante la estación seca. En 1975 se registró en La Unión una salinidad mensual máxima de 37.3 por mil. Pero al final de la estación lluviosa la dilución por las aguas fluviales redujo la salinidad a solamente 20.4 por mil en octubre de 1973, que ya no es agua oceánica sino polisalina, según la escala de HARTMANN. Entonces, también dentro de los esteros la salinidad suele ser mucho menor de lo que se había imaginado.

La mar de fondo del Océano Pacífico actúa en la parte exterior del golfo, especialmente en las playas de las ensenadas ubicadas en el costado sur de las islas Meanguera y Conchagüita, donde se desarrolla una resaca tan fuerte que no permite un desembarque.

Pero al norte del pasaje Punta El Chiquirín-Punta Los Negritos, ya no actúa la mar de fondo. La gran Bahía La Unión con ambos puertos está libre de ésta.

GIERLOFF-EMDEN (1977) recientemente evaluó fotografías tomadas desde la nave espacial Apolo 9 en 1969, y desde el satélite ERTS-1 en 1972 y 1973, y dedujo que las masas de agua permanecen en el golfo durante varios períodos tidales y se mezclan con el agua oceánica probablemente durante varios días hasta una semana, dentro del golfo, antes que finalmente salgan mar afuera. El transporte del agua amarillenta del golfo se nota todavía de 30 a 40 km. mar afuera.