



---

# ESTUDIO DE LOS CAMBIOS MULTITEMPORALES EN LA CUENCA DEL RIO JIBOA

---

INFORME GEOMORFOLOGICO

---

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE Y RECURSOS  
NATURALES

---

Enero 2015



# INFORME GEOMORFOLOGICO

## 1.0 INTRODUCCION

La cuenca del Jiboa, Está formada por dos segmentos bien diferenciados: la zona alta de la cuenca que esta constituida por materiales del cuaternario y la zona baja que está constituida principalmente por una acumulación de sedimentos aluviales de diferentes épocas y que forma parte del sistema de paisaje "Llanura costera central".

La cuenca del Jiboa es parte de la planicie Central de El Salvador, compartiendo su génesis con el sistema estuarino de Jaltepeque y la Bahía de Jiquilisco. Los sistemas estuarinos son parte de un proceso de relleno con los sedimentos fluviales de los ríos Lempa, Jiboa y el Grande de San Miguel.

## 2.0 UBICACIÓN

La cuenca del Jiboa se encuentra ubicada dentro de la región Hidrográfica "F" colinda al norte y al este con la planicie costera central y al oeste con el Río Lempa, tal como se muestra en la figura No.1

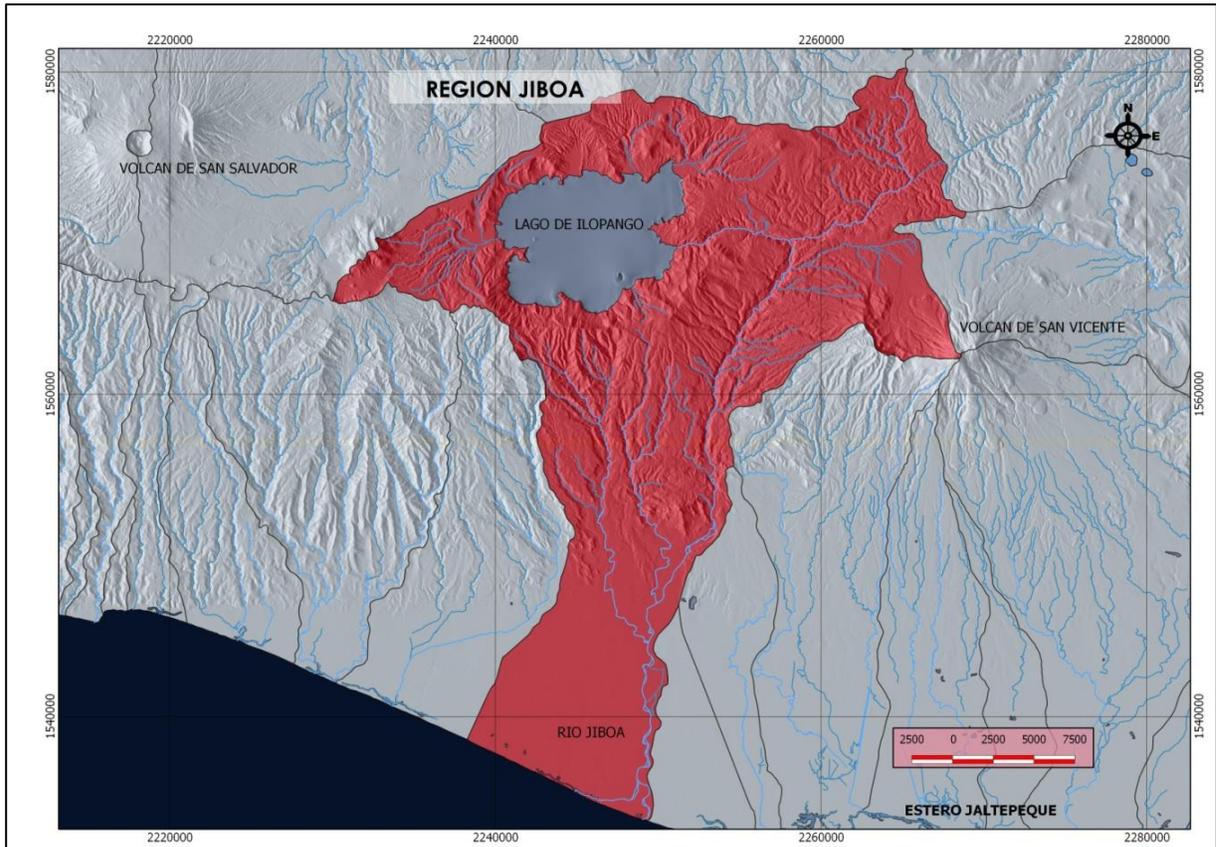


Figura No.1: Ubicación geográfica de la cuenca del río Jiboa, con la red de canales que lo conforman.

### 3.0 OBJETIVOS DEL ESTUDIO

Se han planteado los siguientes objetivos:

- a. Mejorar el conocimiento de los procesos geomorfológicos de la planicie costera central.

### 4.0 ANALISIS GEOMORFOLOGICO

La costa salvadoreña es casi rectilínea y parte de ella está formada por dos grandes planicies originadas por los materiales de las cadenas montañosas que la circundan. La costa propiamente dicha cuenta con islas largas separadas por estrechos brazos de mar, debido a que las montañas corren paralelas al litoral y producen abundantes materiales que se depositan lentamente en las zonas más bajas. Estos materiales al combinarse con las variaciones que sufre la costa por los cambios del nivel del mar y al desplazamiento a que el continente está sujeto por un movimiento de elevación, generan costas bajas, monótonas, y de pendientes suaves; de abundantes playas, barras, albuferas, marismas, deltas y dunas, interrumpidas por acantilados, así como otras formas situadas fuera del alcance del mar.

Al oeste de El Salvador, es decir, en Guatemala y el sur de México, predomina el tipo de costa de laguna y compensación. La costa apenas tiene algunas divisiones, no hay penínsulas ni golfos.

Al oriente de El Salvador, en Nicaragua, Costa Rica y Panamá, la costa está fuertemente dividida en golfos y penínsulas como las de Nicoya y Osa (Costa Rica) y Azuero (Panamá). Predomina un tipo de costa que no es uniforme, en muchas partes, las montañas alcanzan el mar y forman costas acantiladas. El Salvador se encuentra en el área de transición de ambos tipos de costas y posee costas de laguna y compensación, costas acantiladas y golfos como el de Fonseca en la subdivisión de grandes bahías.<sup>1</sup>

La planicie costera central está configurada por dos grandes abanicos: el del río Lempa y el del río Jiboa. La zona occidental de esta planicie la constituye una red de drenaje no jerarquizada, formada por el sistema de los ríos Huiza y Tihuapa<sup>2</sup>. El río Jiboa, presenta una red fluvial tendente a la convexidad que se evidencia en una sobre-elevación característica que desplaza los cursos de drenaje hacia sus laterales. En el Oeste, el río Comalapa con su cabecera inicialmente dirigida hacia el Jiboa sufre un brusco codo hacia el sistema Huiza-Tihuapa, aunque no llegue a unirse a ellos. Hacia el Este, el río Japonga se desplaza drásticamente para desembocar a través del Estero de Jaltepeque.

El río Jiboa conforma, por tanto, un abanico aluvial de morfología convexa hacia el cielo y con gran actividad de depósito, esto es en crecimiento vertical o agradación a techo. Inicialmente formaría parte de un sistema de abanicos coalescentes<sup>3</sup> que han ido rellenando la planicie costera.

---

<sup>1</sup> La costa de El Salvador, Gierloff-Emden

<sup>2</sup> Informe síntesis del Abanico del río Jiboa, Guillermina Garzón, Noviembre 2012

<sup>3</sup> Coalescentes: En un valle tectónico (depresión tectónica o graben), los ríos o torrentes que llegan al fondo del valle procedentes de las cordilleras laterales llevan una gran cantidad de sedimentos, por lo que forman extensos conos de deyección o abanicos aluviales que casi siempre se superponen unos con otros al no coincidir exactamente en el tiempo las épocas de crecida: el torrente que tenga la mayor crecida acarreará más sedimentos que pueden llegar a superponerse a los conos de deyección vecinos y cuando las lluvias más intensas coinciden en la cuenca del torrente vecino sucederá lo contrario. Ello se traduce, en las líneas de contacto entre los dos abanicos aluviales, en una serie de depósitos intercalados entre sí que, con el tiempo, da origen a una estratificación cruzada.

#### 4.1 RASGOS MORFOLOGICOS DE LA CUENCA

Los rasgos morfológicos más importantes de la cuenca del río Jiboa se presentan en amplias planicies y valles interiores, sin dejar de lado las laderas abiertas, que junto a los anteriores representan el 67% del área de la cuenca y que son las zonas de mayor acumulación de sedimentos.

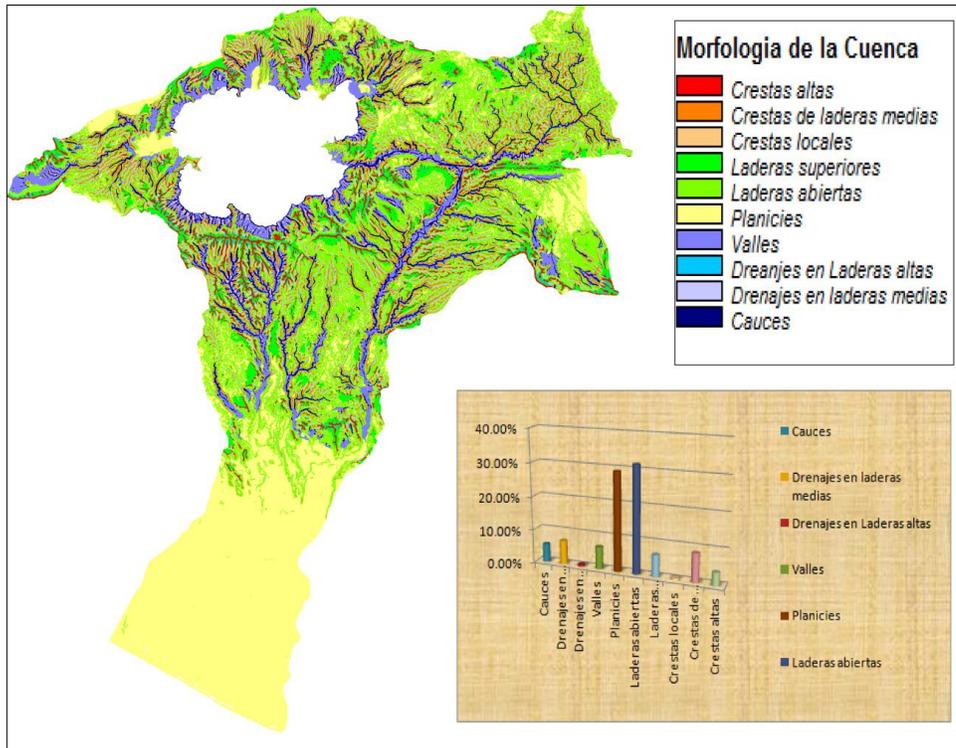


Figura No. 2 Muestra la proporción de los diferentes elementos morfológicos dentro de la cuenca del río Jiboa. Nótese que las mayores áreas las componen las planicies 29.14% y laderas abiertas 31.53%.

## 5.0 ANALISIS MORFODINAMICO

Dentro de la dinámica de relleno de la planicie litoral por migración y evolución natural de los abanicos, el río Jiboa se ha convertido en uno de los cauces predominante en sedimentación, desviando hacia los laterales otros cauces paralelos en su área de influencia. Las dos grandes arterias de sus extremos, el río Jalponga y el río Comalapa, han conseguido preservarse con su cuenca de drenaje individualizada. Pero otros cauces menores en el interfluvio con el Jiboa, sin una alimentación continua de cabecera, forman parte de su área de influencia y pueden pasar a funcionar en momentos de avenida como canales distribuidores del Jiboa. Pero es a partir del tramo bajo, a la altura de Las Flores, desde donde se produce la zona más activa del abanico del Jiboa como dispersor del flujo en avenidas. El río ofrece una serie de canales radiales que actúan como cauces de desagüe en esos momentos, produciendo las Bocanas de las Hojas y de la zona de San Marcelino.

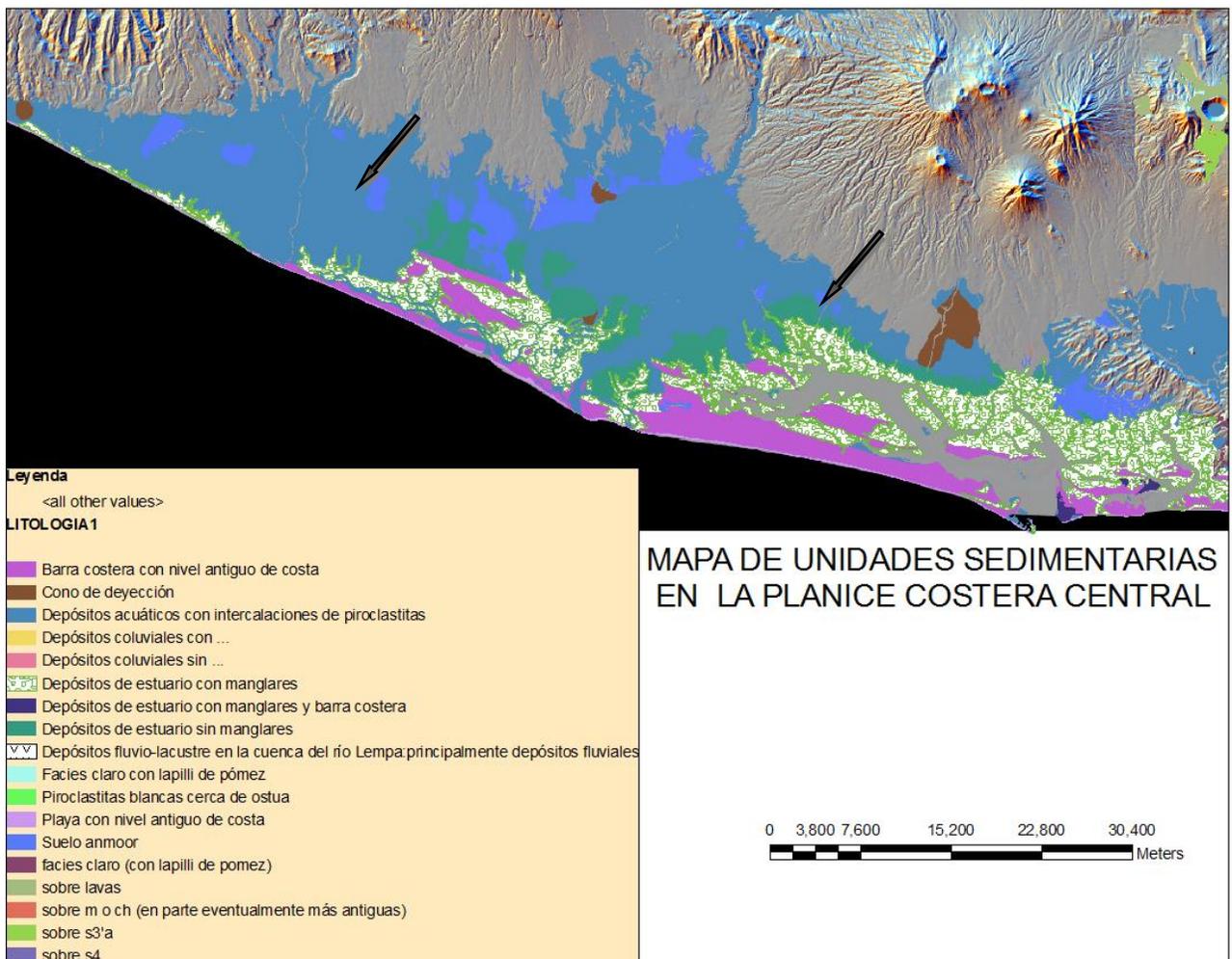


Figura No. 3: Mapa de unidades sedimentarias de la planicie costera entre el Río Jiboa y el Río Grande de San Miguel, se evidencia la progradación de la costa

## ▪ Tectónica

Los procesos que afectan al nivel del mar a lo largo de millones de años son principalmente aquellos asociados con el tectonismo, los movimientos verticales de fractura y plegamiento, ciertas acreciones y aportaciones sedimentarias; son efectos indirectos de los cambios en el tamaño y forma de las cuencas oceánicas. Los efectos locales en la línea costera están asociados principalmente con los movimientos en el límite entre placas (Emery & Aubrey, 1991, y muchos otros). La subducción de la plataforma oceánica provoca un levantamiento de la plataforma continental dominante.

A partir del Eoceno Superior Tardío u Oligoceno Temprano hay evidencias de la ocurrencia de un proceso de subducción entre la Placa Cocos y el margen continental de Chortis que da lugar a la formación de una cadena volcánica en el margen continental y la ocurrencia de un proceso de deformaciones intensas causadas por la compresión relacionada con la convergencia que se encuentra activa hasta el presente condicionando e influyendo sobre el estado tensional.

El movimiento de bloques tectónicos está condicionado por los procesos de deformación producidos fundamentalmente por las fuerzas de compresión que actúan desde la zona de subducción y en menor medida por movimientos verticales.

La costa salvadoreña se ha visto incrementada en los últimos 10,000 años como producto de un proceso post-glacial que tuvo su origen en la transgresión flandriense<sup>4</sup>, que consistió en el descenso del nivel del mar acompañado del levantamiento de la costa como producto de los esfuerzos compresivos de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe. Esta combinación de efectos provocó que la playa y la desembocadura de Lempa, que en ese entonces tenía su delta en San Nicolás Lempa (Lessmann, K. 1977), fuera desplazándose hasta su actual posición y se creara una amplia llanura de materiales de depositación (Fig. No.4). Al lado de tierra firme, la acumulación de sedimentos y el crecimiento de manglares provocan que se formen nuevas islas que eventualmente se unen al continente y se transforman en tierra firme.

La Planicie Costera de El Salvador se extiende a lo largo del Océano Pacífico y a los pies del cráter del Ilopango y del Volcán de S. Vicente que conforman la Cadena Central de El Salvador. El Valle del río Jiboa se desarrolla entre ambos volcanes, aprovechando la segmentación de la cordillera por una falla N-S que le permite la salida hacia la planicie (Fig. No.5), abandonando así su dirección E-O definida por la actividad de la gran Falla Central. Este accidente es el responsable de alimentar continuamente la carga del río por la inestabilidad de las laderas del valle que detonan los terremotos generados por la falla<sup>5</sup>.

En la Planicie Costera Central existen aun los antiguos cauces que conformaron el Delta de Lempa y la red canales de la bahía evidencian también la existencia de de los mismos. Se han encontrado también, sedimentos marinos con restos de conchas a 14 metros de profundidad en el pozo de agua en el Cantón Achiotal, San Pedro Masahuat (Hernández, W., 1984) y en las islas Perico y Periquito en el Golfo de Fonseca, se encuentran restos de ostras a unos 6 metros de altura sobre el nivel del mar. Ambos ejemplos indicarían la elevación de la costa y la retirada del mar (Hernández, W., 1984).

---

<sup>4</sup> Nacimiento y Desarrollo del Río Lempa, Walter Hernández, mayo 2005

<sup>5</sup> Informe síntesis del Abanico del río Jiboa, Guillermina Garzón, Noviembre 2012

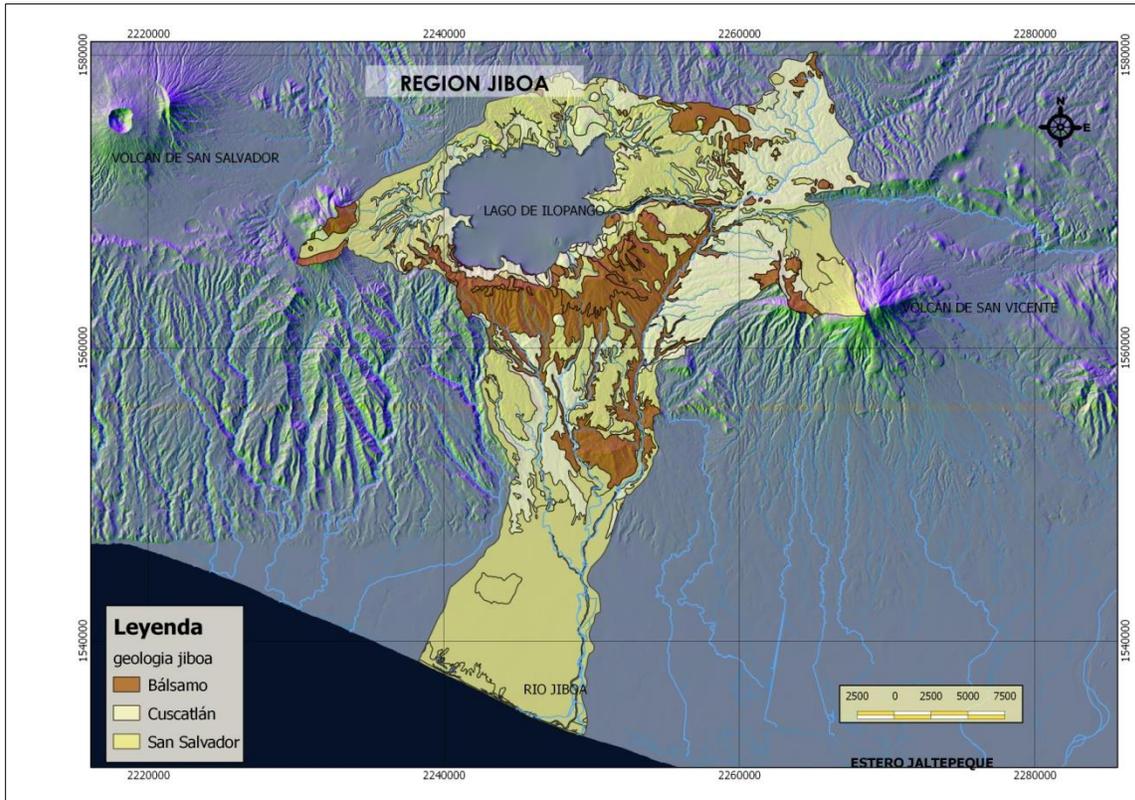


Figura No. 4: Mapa de geológico de la cuenca del Rio Jiboa, en la planicie costera central, se evidencia la progradación de la costa por efectos de la sedimentación en las zonas de menor altura.

Utilizando el mapa geológico del El Salvador, es posible observar la dinámica de los complejos de barras, en la figura No. 3, se evidencia el carácter progradante de la costa en esta parte de El Salvador en el tiempo geológico y en el mapa geológico de la cuenca puede verse la predominancia de los materiales más jóvenes alojados en la planicie y en dirección al mar. Un estudio más detallado se pudiera alcanzar realizando la toma de testigo en las paleobarras y analizando la secuencia estratigráfica en correspondencia a los tipos descritos en la figura No.10.

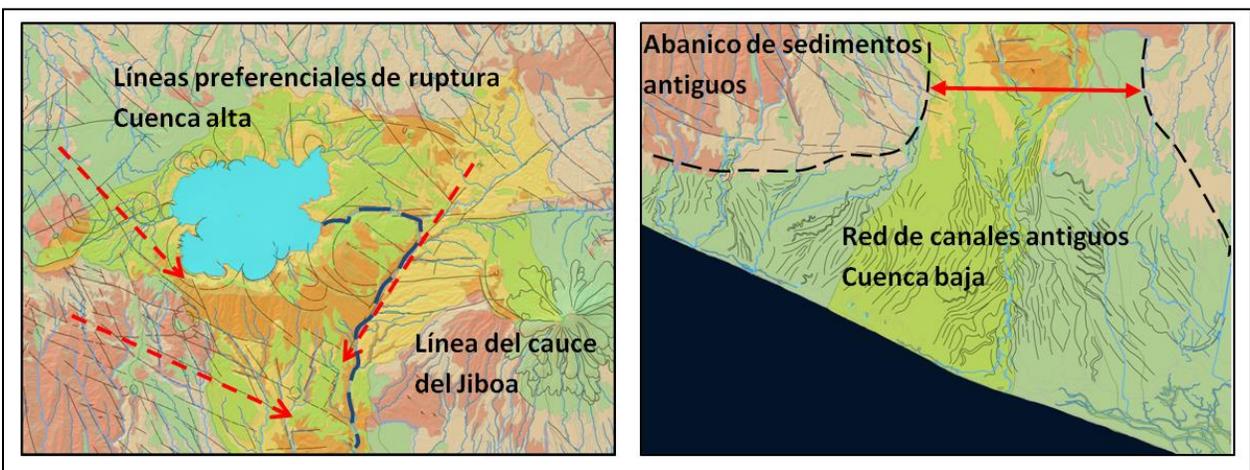


Figura No. 5: Mapa de fallas y canales antiguos de la planicie costera en la cuenca del Rio Jiboa. La red de canales es una evidencia la progradación de la costa.



Figura No. 6: Fotografía de la parte alta de la cuenca del Jiboa, puede apreciarse el cauce corriendo entre elevaciones de la zona, sobre línea preferencial de falla.

- **Geometría de la planicie**

Las llanuras aluviales (flood plains o planicies de inundación, valles aluviales o valles de inundación) son unidades geomorfológicas mayores que constituyen los ríos aluviales, aun en altiplanicies entre cadenas montañosas. Sus superficies son casi horizontales en la dirección transversal al eje regional de los sistemas fluviales, aunque a veces suelen ser ligeramente convexas hacia arriba, como es el caso del río Jiboa, con las cotas más altas próximas a donde está ubicado el cauce. En tal paisaje se reconocen varios elementos geomorfológicos originados por la dinámica morfo-sedimentaria del cauce y de la escorrentía de inundación, en distintos grados de preservación.

Las llanuras aluviales experimentan acreción vertical en sus superficies, con sedimentos dendríticos finos aportados por las aguas de desborde. Este proceso, a muy largo plazo (las tasas normales de sedimentación asociadas a las inundaciones se miden en mm/año) contribuye a anular o disipar a los elementos geomorfológicos originales, omnipresentes en tales planicies.

Los complejos de barras son normalmente largados con presencia de depósitos arenosos de forma acordonada, intercaladas entre lutitas marinas con longitudes desde decenas hasta cientos de kilómetros de longitud. Si el complejo de barra prograda puede dar lugar a la acumulación de areniscas tabulares que se extienden por kilómetros.

La franja costera de El Salvador se desarrolla, en general, como esteros o marismas, más o menos colmatados, con un extenso corredor litoral separado del mar por un cordón arenoso que se abre al mar a través de algunas bocanas. La presencia de flechas longitudinales móviles produce el

confinamiento del desagüe natural de los ríos y favorece la acumulación de sedimentos en las desembocaduras, que producen la expansión de continente.

▪ **Geometría del Cauce**

El cauce del río Jiboa presenta dos grandes zonas: la zona alta de la cuenca generadora de materiales y la zona baja conformada por la depositación de sedimentos. Sin embargo el cauce tiene variaciones en sus pendientes en cinco tramos principales: Los primeros 15 kilómetros que es la zona donde se diferencian la cuenca alta de la cuenca baja, y los cuatro restantes que muestran la adaptación del cauce a la línea de falla de la cual se ha señalado previamente.

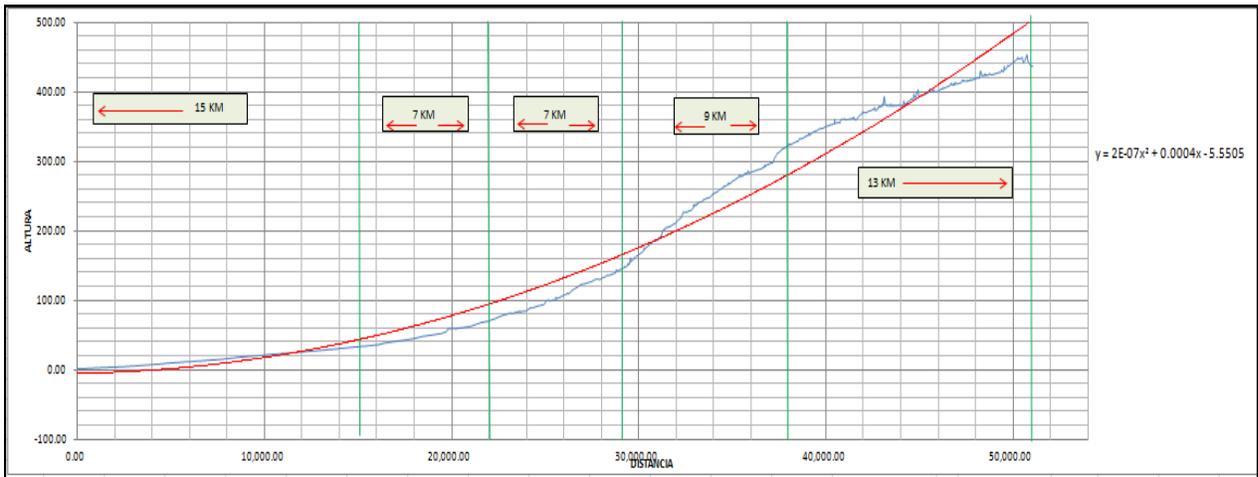


Figura No. 7: Perfil del cauce del Jiboa (altura vs. Distancia) para determinar tanto los cambios de pendiente y la pendiente media del cauce.

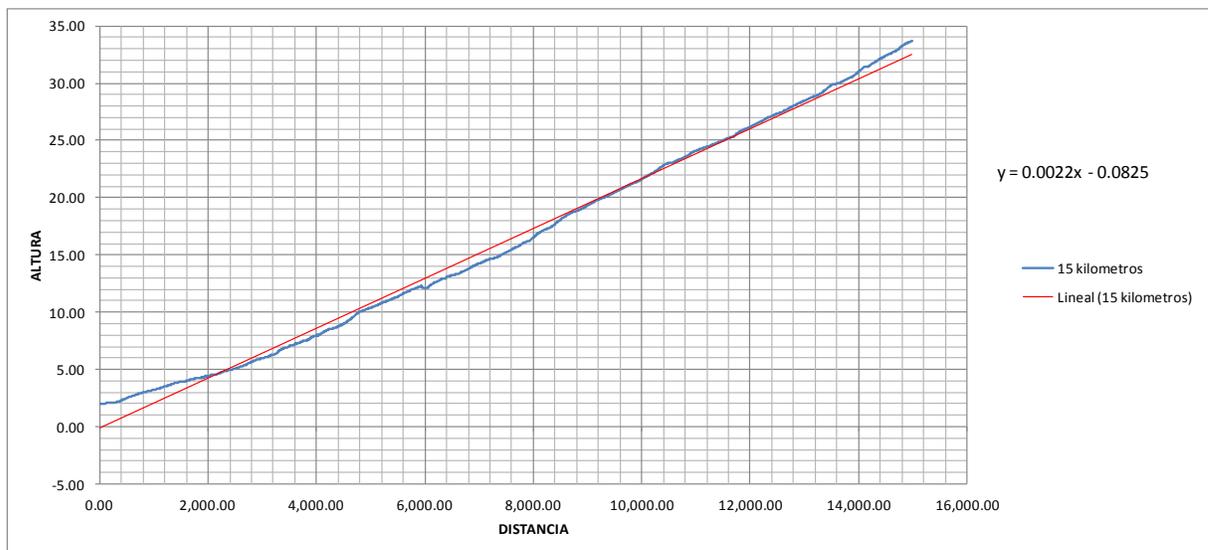


Figura No. 8: Perfil del cauce del Jiboa (altura vs. Distancia) tramo de los 15 kilómetros que definen la zona de la cuenca alta y planicie de la misma.

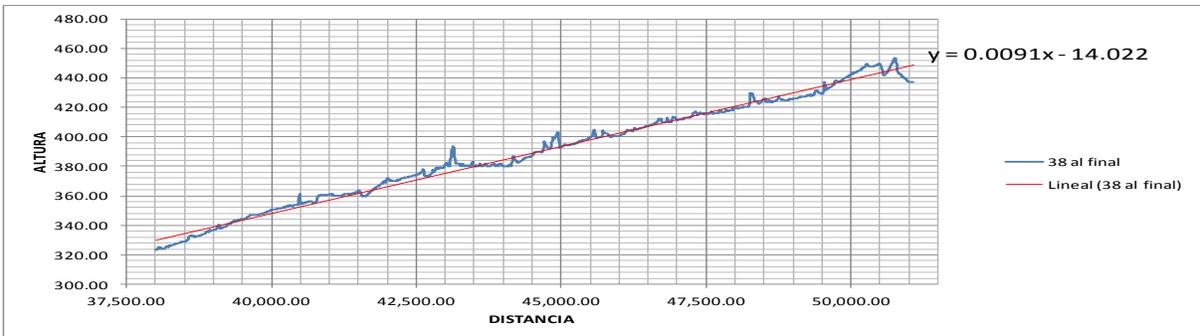
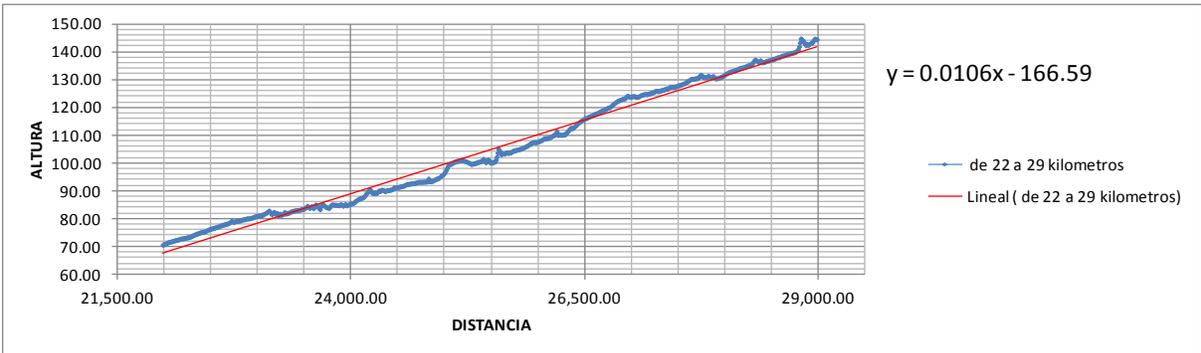
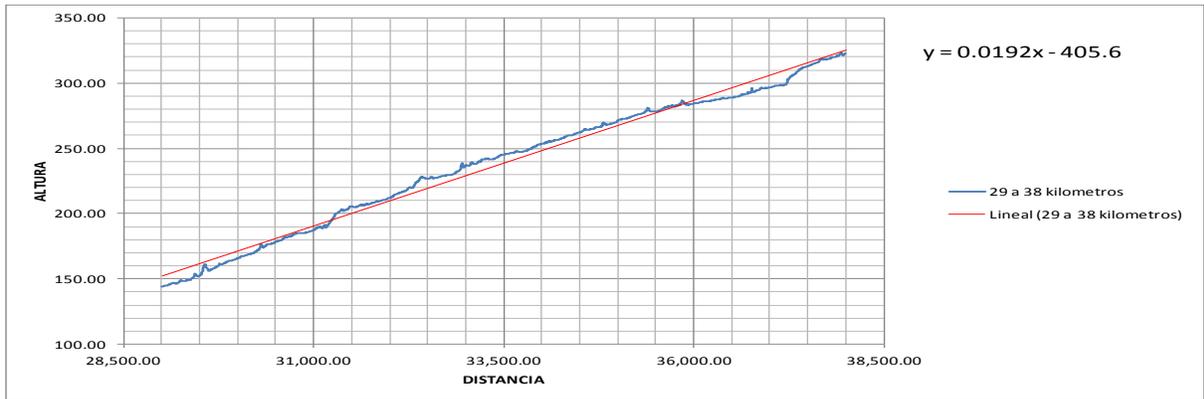
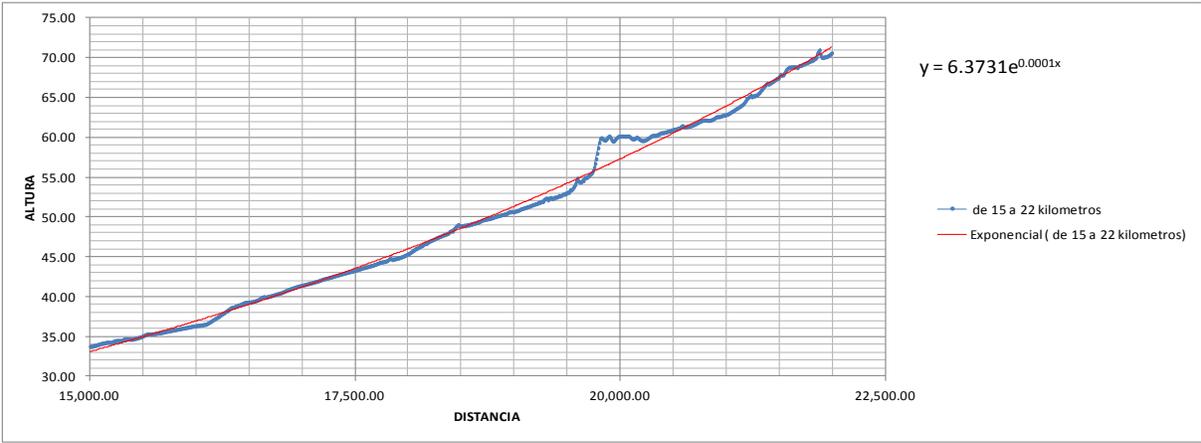


Figura No. 9: Perfil del cauce del Jiboa (altura vs. Distancia) de los tramos que definen la zona de la cuenca alta.

Pendientes del cauce por tramos			
	Ecuación	Km	%
1	$y=0.0022x-0.0825$	0 a 15	0.22
2	$y=6.373E^{-0.001x}$	15 a 22	0.17
3	$y=0.0106x-166.59$	22 a 29	1.06
4	$y=0.0192x-405.6$	29 a 38	1.92
5	$y=0.0091x-14.022$	38 a 51	0.91

Tabla No. 1 con el resumen de las pendientes de los tramos del cauce del río Jiboa.

### ▪ Secuencia típica

Las secuencias de los tipos de ambientes sedimentarios son terrígenas y tienden a ser de grano más grueso hacia arriba, esto debido a que aunque el río genera la depositación, el otro factor que la genera y establece la secuencia es la construcción de las barras.

En las barras progradantes los lodos de la zona de mar afuera (offshore) son cubiertos por limos, arenas y finalmente por arenas de playa y dunas de grano medio a fino, lo que define la estratigrafía de las secuencias típicas. Para las secuencias transgresivas (retrogradantes) los lodos de las lagunas se interdigitan con los depósitos de las llanuras de abrasión (washover) y de las llanuras de marea (tidal flats) estas a su vez son cubiertas por arenas de dunas. Para visualizar mejor estas series se muestra la Figura No. 10

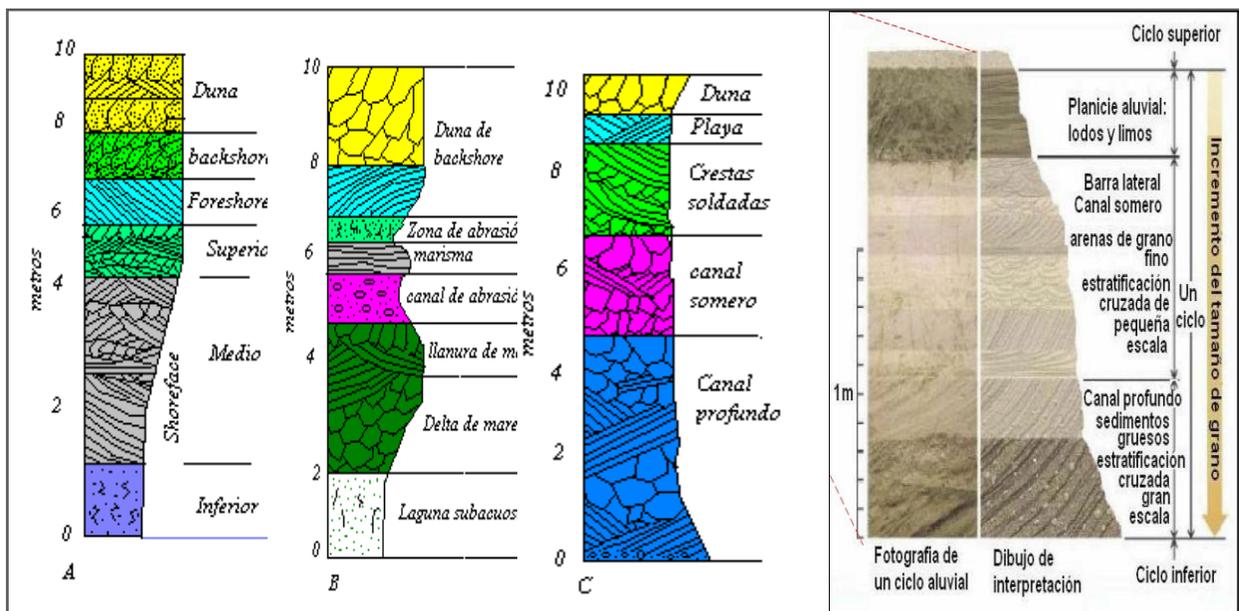


Figura No.7. Secuencias estratigráficas de tres modelos de facies del complejo de barreras: A Progradante; B. Retrogradante; C. modelo del interior de un canal de entrada a una barrera.

- **Litología**

El levantamiento de los tipos de rocas presentes en la zona costera influye en los procesos costeros y en la modelación de la costa. Es necesario tener en cuenta las características geomecánicas de la roca de origen como fuente de suministros.

Durante el año 2012, ANDA perforó un pozo de aproximadamente 60 metros en la península San Juan del Gozo, y aunque el material no es extraído en forma de testigo completo, las capas obtenidas pueden darnos una idea de las formaciones que componen el subsuelo y su relación con las secuencias estratigráficas de los modelos.

Según la columna litográfica los primeros nueve metros están compuestos por arenas finas de tamaño uniforme, con cristales de sílice, pómez y andesita, color gris amarillento, estructura suelta, textura arenosa, altamente permeable y porosa. Por lo que la formación de la lengua que compone la península de San Juan del Gozo es muy reciente, ya que no supera los 11 metros de profundidad y su composición es la típica de costas arenosas producto de materiales provenientes del continente y probablemente fruto del arrastre de los Ríos.

Los diez metros siguientes, es decir hasta una profundidad de 19 metros predominan los piroclastos transportados, andesita, pómez, sílice, con una variedad de colores de gris a café amarillento, estructura suelta, textura arenosas, permeabilidad y porosidad alta. En este nivel los materiales son de mayor diámetro que el anterior por lo que no indican que sufrieron un fuerte desgaste y en consecuencia su fuente de suministro es muy cercana. Se depositaron de forma lenta y con menor agresión marina, por lo que podrían ser antiguas playas de grava.

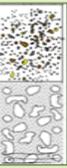
Entre los 19 y los 30 metros la capa contiene crustáceos fosilizados, color gris verdoso, estructura semi-compacta, textura arcillosa, permeabilidad baja a nula y porosidad alta. Es indicativo que antiguamente este fue el fondo marino o parte de canales de un manglar.

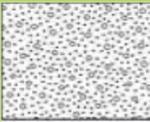
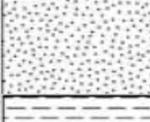
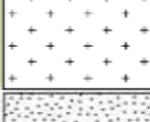
Después de los 30 metros el material no cambia sustancialmente se tiene un color café amarillento, Estructura suelta, textura terro-arcillosa, permeabilidad baja, porosidad alta. Indicativo de fondos profundos del mar, sobre todo por la presencia de limos y arcillas.

La columna en general señala la formación reciente de la península y el avance del crecimiento de la bahía producto de los materiales aportados por las cuencas de los ríos.

El otro pozo que se describe a continuación fue perforado en 2010 y se encuentra dentro de la planicie central, zona cercana a Zacatecoluca. En esta litología puede observarse como las capas superiores son productos volcánicos de actividades recientes (0 a 3 metros) ; una capa de fondos de cauces de 3 a 25 metros; una capa de fondos marinos de entre 25 y 68 metros, probablemente antiguos esteros o bahías, y finalmente entre 68 y 103 metros capas de depositación en las que predomina las arenas finas y que son representativas de ambientes marino costeros.

Puede intuirse entonces que la formación de la planicie costera según sus perfiles litológicos parte de un fondo marino que fue colmatándose hasta convertirse en nuevas costas que avanzaron paulatinamente hasta determinar la actual línea de costa.

Tipo de material	Altura	Descripción de la muestra	Observaciones
Sedimento Marino	De 0 a 9 metros	Arenas finas de tamaño uniforme, Cristales de sílice, pómez y andesita, color gris amarillento, estructura suelta, textura arenosa, permeabilidad y porosidad alta.	Capa de arena 
Sedimento Aluvial Fluvial	De 9 a 14 metros	Piroclásticos trasportados, andesita, pómez, sílice, variedad de colores de gris a café amarillento, estructura suelta, textura arenosas, permeabilidad y porosidad alta.	Sedimento de Río, sedimentos por transporte, antiguos cauces 
Sedimento Aluvial Fluvial	De 14 a 19 metros	Piroclásticos trasportados, pómez, color blanco ostra, estructura suelta, textura gravosa, permeabilidad y porosidad alta.	
Sedimento Aluvial Eluvial	De 19 a 30 metros	Contiene crustáceos fosilizados, color gris verdoso, estructura semi-compacta, textura arcillosa, permeabilidad baja a nula, porosidad alta.	Sedimentos por deposición, antiguo fondo marino 
Sedimento Eluvial	De 30 a 42 metros	Color café amarillento, Estructura suelta, textura <u>terro</u> -arcillosa, permeabilidad baja, porosidad alta.	Sedimentos por deposición 
Sedimento Eluvial	De 42 a 54 metros	Color gris café, estructura suelta, textura <u>terro</u> -arcillosa, permeabilidad baja a nula, porosidad alta.	
Sedimento Eluvial	De 54 en adelante	Color gris claro, estructura suelta, textura <u>terro</u> -arcillosa, permeabilidad baja a nula, porosidad alta.	

TIPO DE MATERIAL	PROFUNDIDAD	DESCRIPCION DE LA MUESTRA	OBSERVACIONES
PIROCLASTOS	De 0 a 3 metros	Espesor 3 metros, color blanquecino, estructura suelta y textura clástica consiste en fragmento de piedras finas pómez, su permeabilidad se debe a porosidad secundaria. La muestra de perforación es un corte anguloso y redondeado que ha sufrido el proceso de meteorización.	Material volcánico de caída 
ARCILLA	De 3 a 6 metros	Espesor 3 metros, color café y estructura compacta con textura plástica que consiste en una arcilla con 20% de arena fina. Su permeabilidad es mínima, esta capa de arcilla podría representar una capa sello que separa a las aguas someras. La muestra de perforación es una arcilla compacta.	suelos meteorizados, fondos de cauces 
SEDIMENTO ALUVIONAL	De 6 a 25 metros	Espesor 18 metros, de color café a gris con estructura suelta y textura clástica, que consiste en arena fina en la parte inferior con un 10% de arcilla, con permeabilidad media alta. La muestra de perforación presenta características de épocas recientes.	Sedimentos de ríos, sedimentos por transporte, antiguos cauces. 
ARCILLAS	De 25 a 68 metros	Espesor 43 metros, color café con estructura semicompacta y textura plástica. Consiste de una arcilla con intercalaciones de arena fina y fragmentos de piedras finas con una permeabilidad baja. Su textura es arcillosa con características plásticas.	fondos de cauces, laminación de arenas por influencia marina 
TOBA LITICA	De 68 a 74 metros	Espesor 6 metros, color gris con estructura suelta y textura clástica. Consiste en una mezcla de piedra fina y arena con permeabilidad alta. La muestra de perforación consiste de un corte anguloso y redondeado que ha sufrido el proceso de meteorización.	material de fondo de ríos 
SEDIMENTO ALUVIONAL	De 74 a 103 metros	Espesor 28 metros, color gris a café con estructura semicompacta y textura clástica. Que consiste de una arena fina con 25% a 30% de incrustaciones de arcilla, su permeabilidad es media baja. La muestra de perforación presenta características mixtas predominando la arena fina.	Fondos marinos con material meteorizado. 

Tablas No. 1 y No.2: Las tablas sintetizan la ubicación de las capas y su composición. La primera pertenece a la península San Juan del gozo y la segunda al cantón Los Marranitos en las proximidades de Zacatecoluca; muestra la

## 5.1 Terrazas aluviales

Habitualmente la tasa de incisión de una red fluvial es lo suficientemente lenta como para permitir la migración lateral de sus canales principales y la formación de una llanura aluvial, cuyo tamaño y forma resultará en general, de diversos factores geológicos, como la dureza del sustrato o la tasa de levantamiento regional (Leopold et al. 1964) e hidroclimáticos, como el régimen de caudales líquidos y sólidos (Schumm y Lichty, 1965, Schumm, 1977, entre otros). La combinación de todas las variables resulta también en una relación de equilibrio entre la sedimentación y la incisión. Si prevalece esta última, el río se encaja de nuevo en el valle, para formar una nueva llanura de inundación, dejando conservada parte de la anterior en una cota superior. En este contexto morfo-genético se puede considerar que una terraza aluvial es una llanura de inundación abandonada (Leopold et al. 1964).

Desde un punto de vista genético las terrazas se pueden clasificar en climáticas, tectónicas y de respuesta compleja (Schumm, 1977) y desde un punto de vista geomorfológico se pueden agrupar en terrazas aluviales escalonadas, terrazas rocosas y terrazas solapadas (cut-and-fill) (Howard, 1968; Bull, 1990). En general, las terrazas aluviales aparecen asociadas a fluctuaciones climáticas, mientras que las terrazas de erosión están asociadas a movimientos tectónicos (Bull, 1990, Merritts et al. 1994) o bien a cambios bruscos en el régimen climático (Leopold et al., 1964; Bull y Knuepfer, 1987). Por último las terrazas complejas derivan de la interacción de factores climáticos y litoestructurales, que resultan en ajustes internos de orden menor en un sistema fluvial (Benito et al. 1998 y 2000).

Otras variables independientes, como la litología y la estructura, pueden ser fundamentales en el control de los grandes ajustes internos durante largos periodos de tiempo y extensos tramos fluviales.

## 5.2 Abanicos aluviales

Los abanicos aluviales (aluvial fan) constituyen una morfología particular del sistema fluvial que consiste en depósitos sedimentarios con un desarrollo con expansión radial en planta a partir del punto de rotura de pendiente al pie de una ladera o frente montañoso.

La expansión se produce por pérdida del confinamiento lateral del valle que se abre hacia una zona más amplia, como una llanura costera (ver Garzón et al. 2009). Las llanuras costeras se forman por la interferencia entre los aportes fluviales y los sedimentos ligados a la dinámica litoral, como flechas litorales que cierran desembocaduras y estuarios originando marismas, esteros y lagunas costeras (lagoon). Se conforman así los denominados abanicos deltaicos en que el límite externo del abanico puede llegar a depositarse dentro el mar.

La forma de abanico se corresponde con la de un segmento de cono, marcadamente convexo hacia el cielo y está formado por depósitos resultantes tanto de flujos acuosos como de corrientes de alta densidad. Esta morfología es debida al desplazamiento lateral de cauces que trasladan el área de depósito de los sedimentos aportados por el propio río.

A lo largo del tiempo, estos cauces cambian su posición dentro del abanico buscando zonas de menor elevación a partir de aquéllas en las que el cauce se ha sobreelevado sobre sus sedimentos más recientes.

El curso fluvial se presenta ramificado en una serie de cauces distribuidores que no vuelven a unirse dentro del abanico. Los procesos que definen la forma de abanico son, por tanto, la dispersión de agua y de sedimentos a través de cauces distribuidores y el desplazamiento sucesivo de las diferentes zonas de actividad (lóbulos de depósito). Por ello no todo el abanico es activo simultáneamente, y hay que distinguir entre lo que representa el ápice topográfico del abanico (T), a partir del cual el cauce discurre encajado en sus propios depósitos, y el ápice hidrológico (H) que es a partir de donde se produce la expansión del flujo y que determina la zona sujeta a desbordamiento. Los abanicos, más aún que otros sistemas fluviales, se caracterizan por una dinámica espasmódica, en que las formas no evolucionan progresivamente en el tiempo, si no por bruscas etapas de inestabilidad que es cuando se producen los ajustes morfológicos.

Cuando la cabecera del abanico alcanza por depósito una pendiente topográfica que sobrepasa un determinado umbral de gradiente, el cauce tenderá a cambiar de posición, desplazando su posición a zonas más deprimidas (proceso denominado avulsión) o encajándose sobre sus sedimentos (trench) y comenzando a formar un nuevo lóbulo de depósito en otro punto (Fig. 4). Esto representa un evento catastrófico en la evolución geológica, y para que esto ocurra, no se precisa ningún cambio extrínseco en la cuenca, aunque sí posiblemente una crecida importante que actúe como factor detonador del proceso. Por tanto, los abanicos aluviales tienen sus propios controles geomórficos intrínsecos, por los que el encajamiento se produce solo por la propia dinámica de recrecimiento de su forma.

Pero el encajamiento y cambio de posición del cauce dentro del abanico puede estar también provocado por controles extrínsecos como el clima, la tectónica y los usos del suelo, aunque estas respuestas y sus efectos suelen ser más lentas. Hay que considerar además las alteraciones inducidas por obras o actuaciones humanas, que sí suelen ser más inmediatas y peligrosas.

Es importante tener en cuenta, que los cauces sobre los abanicos corresponden en general a sistemas torrenciales y no se puede olvidar que parten de una cuenca de recepción con alta disponibilidad de aportes, susceptibles de erosión instantánea, un cauce de transferencia relativamente corto, que acelera la transmisión del flujo y un cambio brusco de pendiente, a la entrada en la planicie, capaz de provocar la dispersión y depósito rápido de la carga. Los movimientos gravitacionales en las laderas juegan un papel trascendental en esta configuración. Las corrientes de lodo y de derrubios que forman parte activa de la dinámica torrencial, están en su mayor parte ocasionadas por procesos de desestabilización de las laderas, condicionados por el agua almacenada en momentos de saturación del suelo tras fuertes precipitaciones o detonadas por sismicidad o vulcanismo.

Las inundaciones en un abanico aluvial se caracterizan por la migración y desplazamiento del área de desbordamiento y aunque estas inundaciones suelen ocurrir en la zona activa del abanico, pueden producirse cambios en el patrón de desplazamiento y que la inundación afecte a zonas no previstas con anterioridad. En este escenario de movilidad, es necesaria la delimitación de la zona de migración activa del cauce a lo largo de un periodo histórico y en la actualidad. En cualquier caso, hay

que tener en cuenta que el abanico representa la totalidad de la forma, no solo el lóbulo activo en la actualidad, para poder prever posibles cambios futuros en la localización del cauce.

## 6.0 ANALISIS MULTITEMPORAL, RESULTADOS Y DISCUSION.

Se analizó un mosaico de diez fotografías aéreas de 1949, las cuales fueron georreferenciadas a puntos fijos existentes en imágenes de Google Earth de 2010.

A partir de los trazos de los cauces en las dos épocas señaladas (1949 y 2010) se logro comparar los cambios que se han dado lugar en este periodo.

Esta comparación no es vinculante en un cien por ciento con la historia geológica de la planicie porque el periodo es muy corto para poder observar cambios de gran magnitud, sin embargo es posible inferir algunas conclusiones sobre el movimiento del cauce en los últimos sesenta años.

En el caso de las imágenes de las zonas 1, 2, 3 y parte de la cuatro, el cauce puede verse con mucha estabilidad, lo que es congruente con el medio en el cual corre: un área montañosa originada por materiales volcánicos jóvenes.

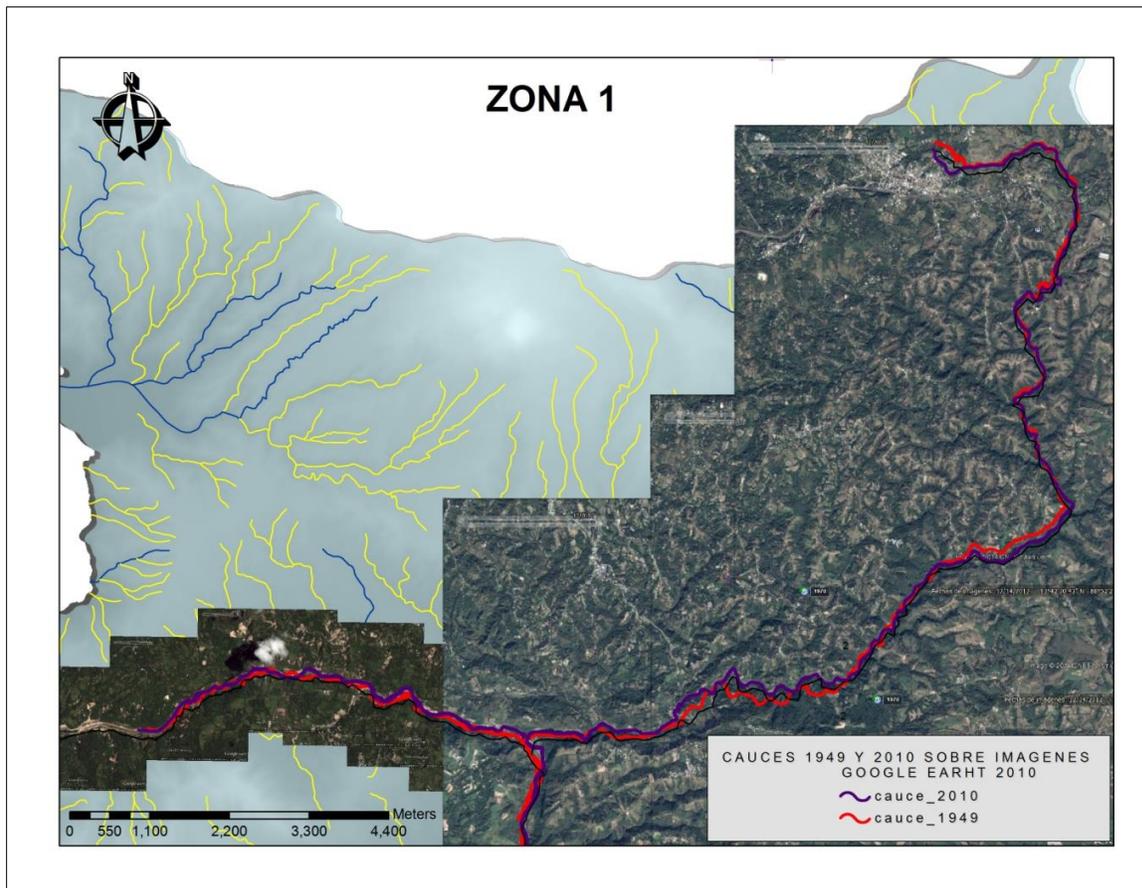


Figura No.8 Fondo de Mosaico de imágenes de 1949 y detalle de cauces de 1949 y 2010.

En el caso de las zonas del 5 al 9 pueden verse cambios de relativa importancia debido a que comienza la llanura central y al cambiar el tipo de materiales el cauce tiene mayor libertad de movimiento. Esta situación hace que el cauce incremente su carácter meándrico y en ciertas zonas se

transforme en anastomozado. La movilidad del cauce se hace más grande cuanto más se acerca a la desembocadura donde cambia sustancialmente la posición de su bocana, ya que en 1949 la desembocadura se encontraba hacia el occidente y en 2010 se dirigía hacia el oriente. Esta variabilidad se explica por su naturaleza divagante pero también debido a que al ser una agradación a techo busca las menores pendientes para continuar su curso.

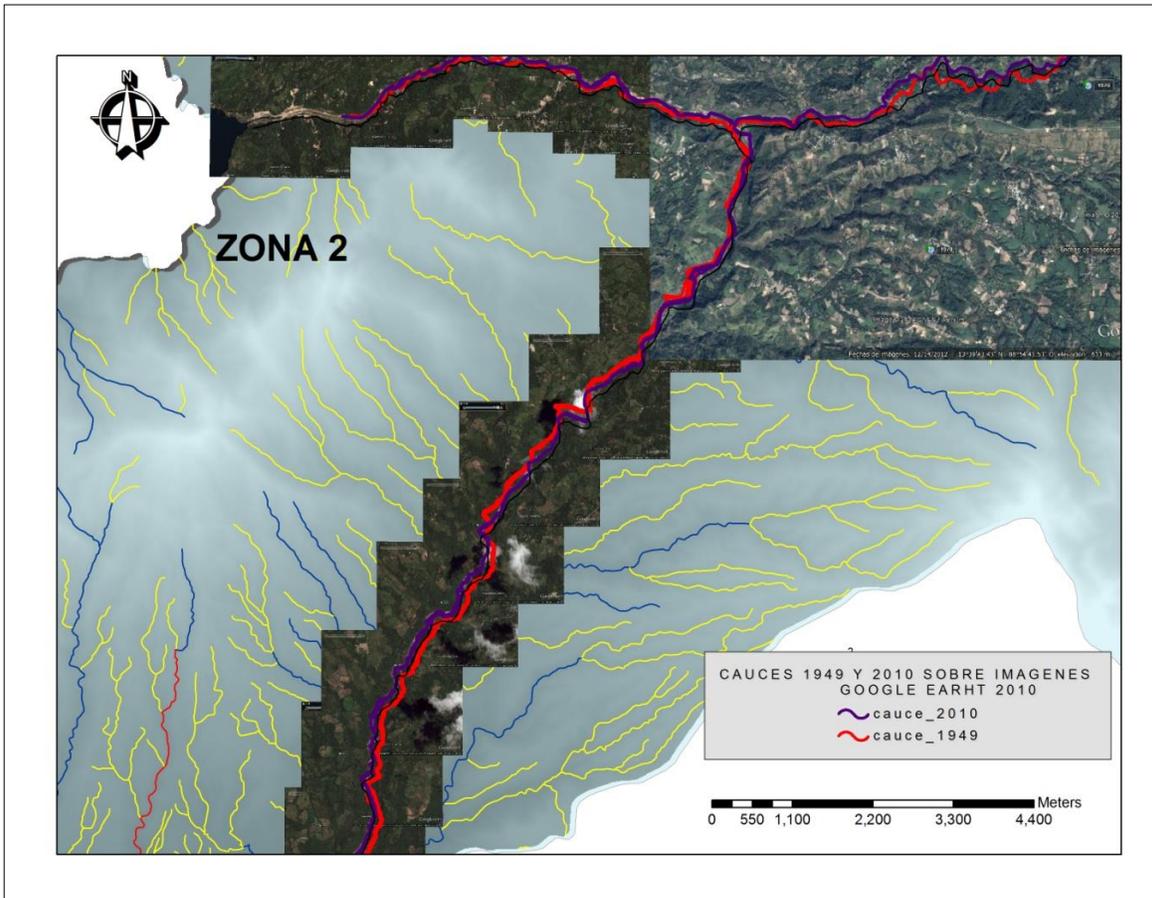


Figura No.9 Fondo de Mosaico de imágenes de 1949 y detalle de cauces de 1949 y 2010.

Otra causa importante son los eventos meteorológicos de gran magnitud que inciden directamente en los desbordes cambios en la desembocadura y puntos de debilidad, como es el caso de la pérdida del puerto de la concordia, cambios de la desembocadura de Jaltepeque y en la desembocadura del Jiboa. Según documento históricos un evento metrológico en 1934 pudo tener incidencia sobre los cambios geomorfológicos del estero de Jaltepeque, ya que la destrucción en la zona costera fue considerable. En algunas páginas web, sobre todo las relativas a turismo, se señala que “El temporal del 7 de junio de 1934 lanzó al río Jiboa sobre la antigua y principal bocana del estero: La barra de Escalante, en donde funcionó en el siglo pasado el puerto de la Concordia, aterrándola completamente”. Esta declaración podría explicar porque cambió la ubicación de la desembocadura del estero y la ruptura de la barra en un nuevo punto<sup>6</sup> así como el cambio en la desembocadura del río Jiboa (véase comparaciones de mapas geomorfológicos de 1949 y 2012).

<sup>6</sup> “Evaluación del Sistema Estuarino de Jaltepeque”, Ministerio de Medioambiente, 2013

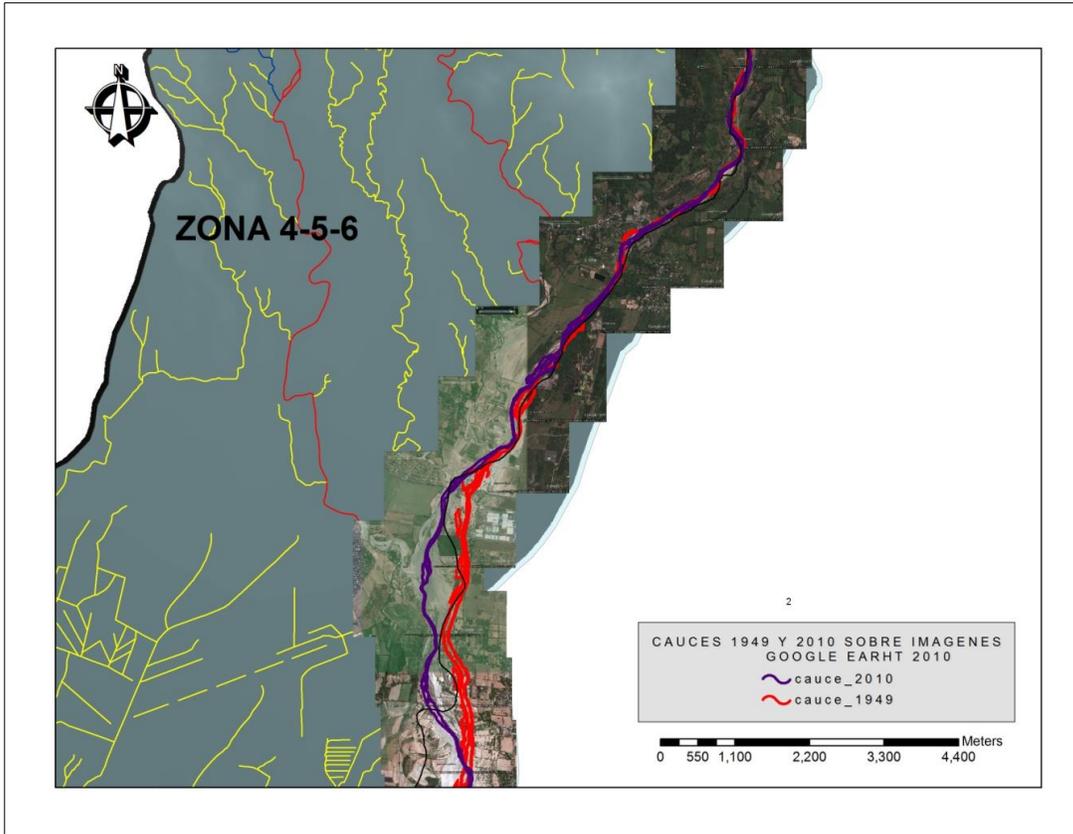
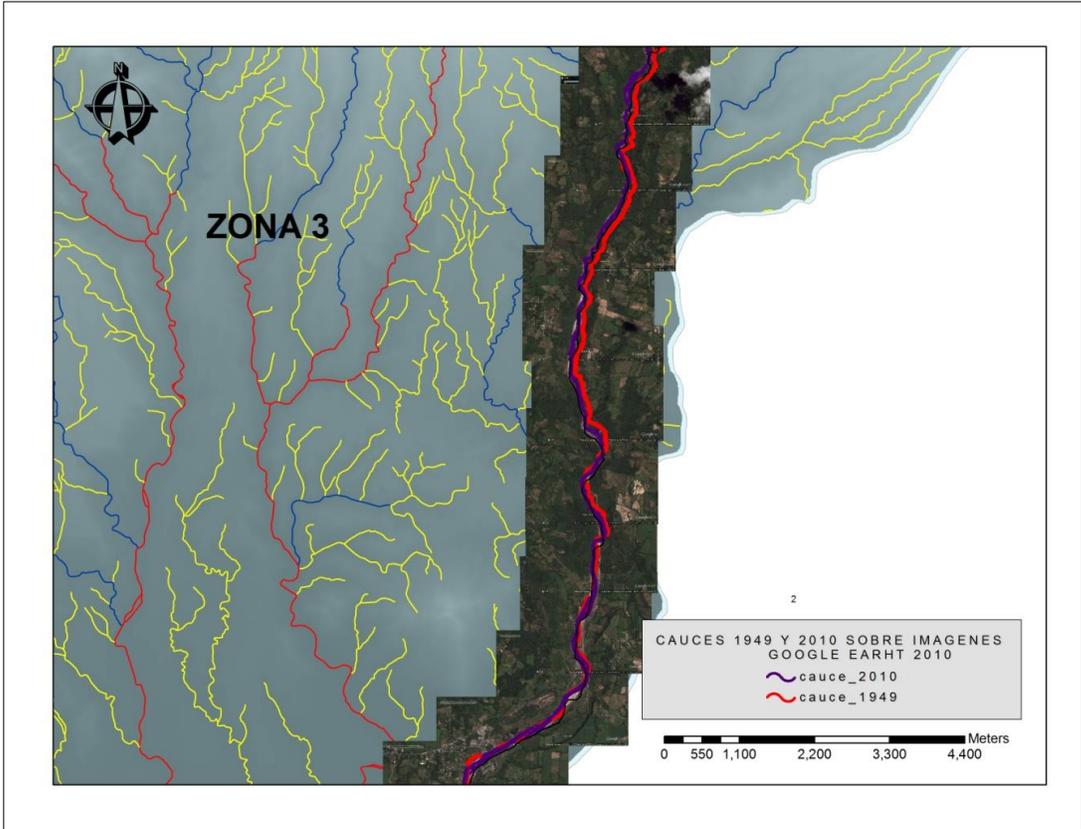


Figura No.10 Fondo de Mosaico de imágenes de 1949 y detalle de cauces de 1949 y 2010.

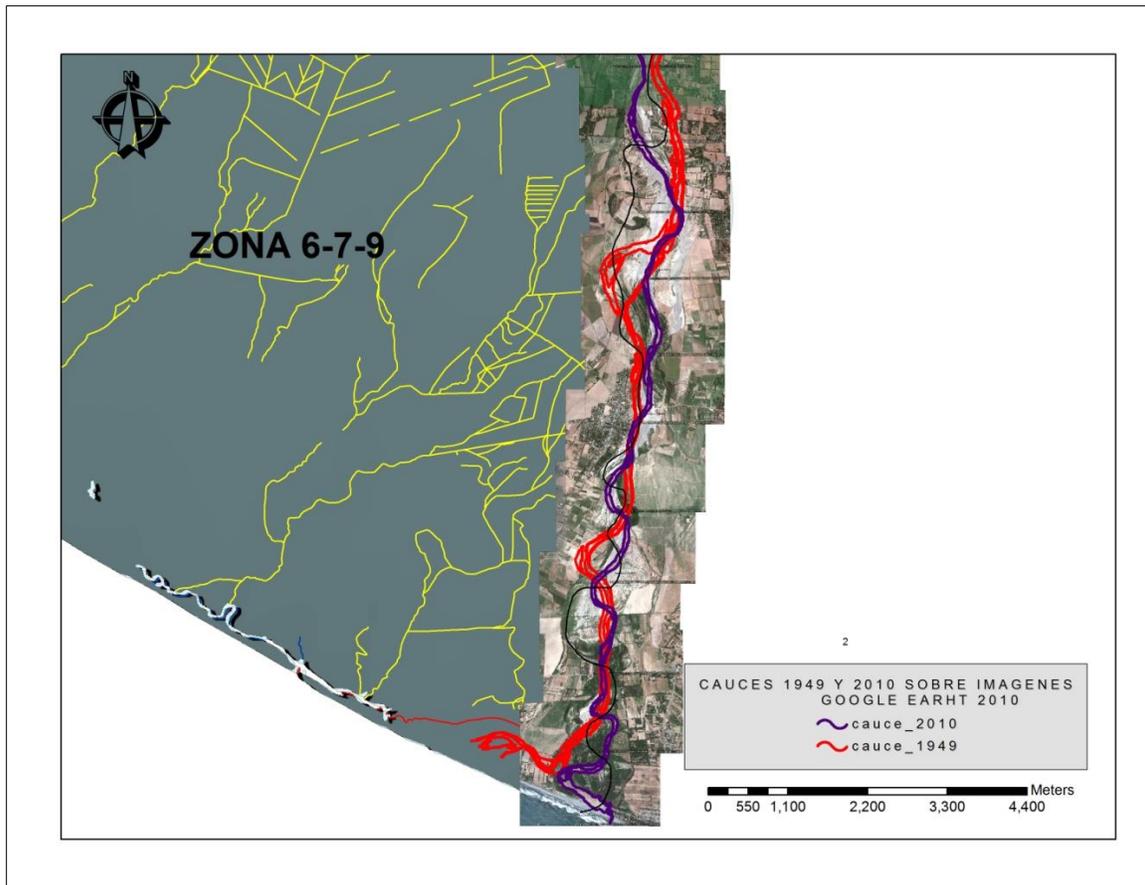


Figura No.11 Fondo de Mosaico de imágenes de 1949 y detalle de cauces de 1949 y 2010.

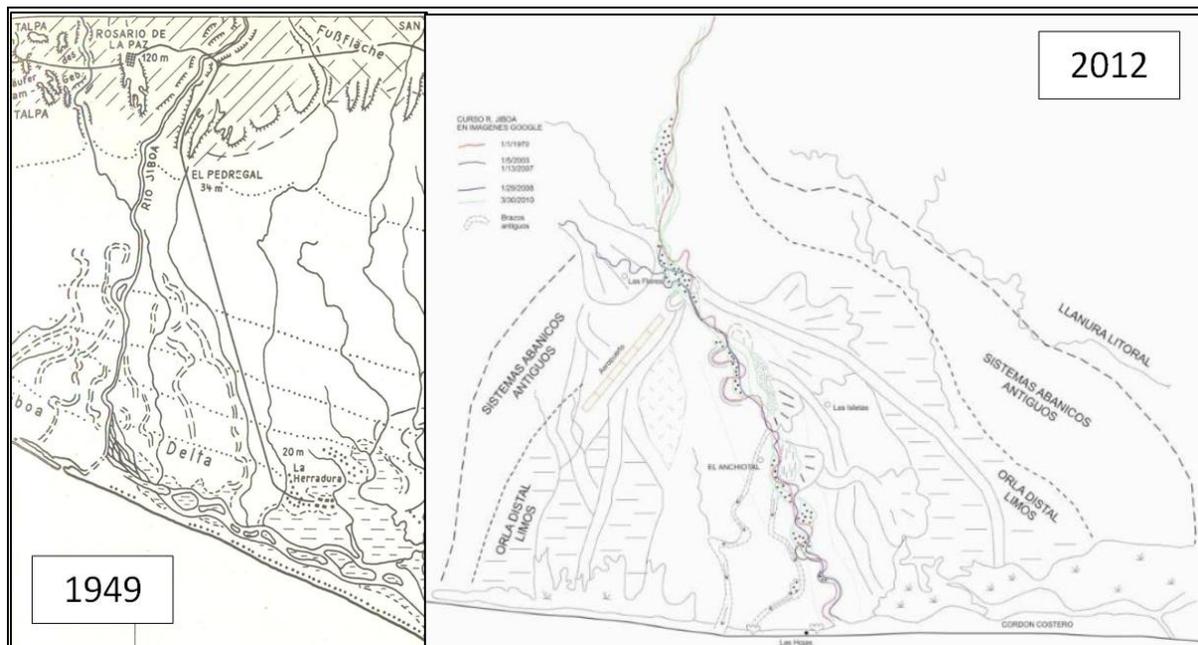


Figura No.12 Mapa geomorfológico de 1949 (Emden, Gierloff. La Costa de El Salvador. Monografía Morfológica-Oceanográfica, 1976); Mapa geomorfológico de 2012 ( Informe síntesis del Abanico del rio Jiboa, Guillermina Garzón, Noviembre 2012)

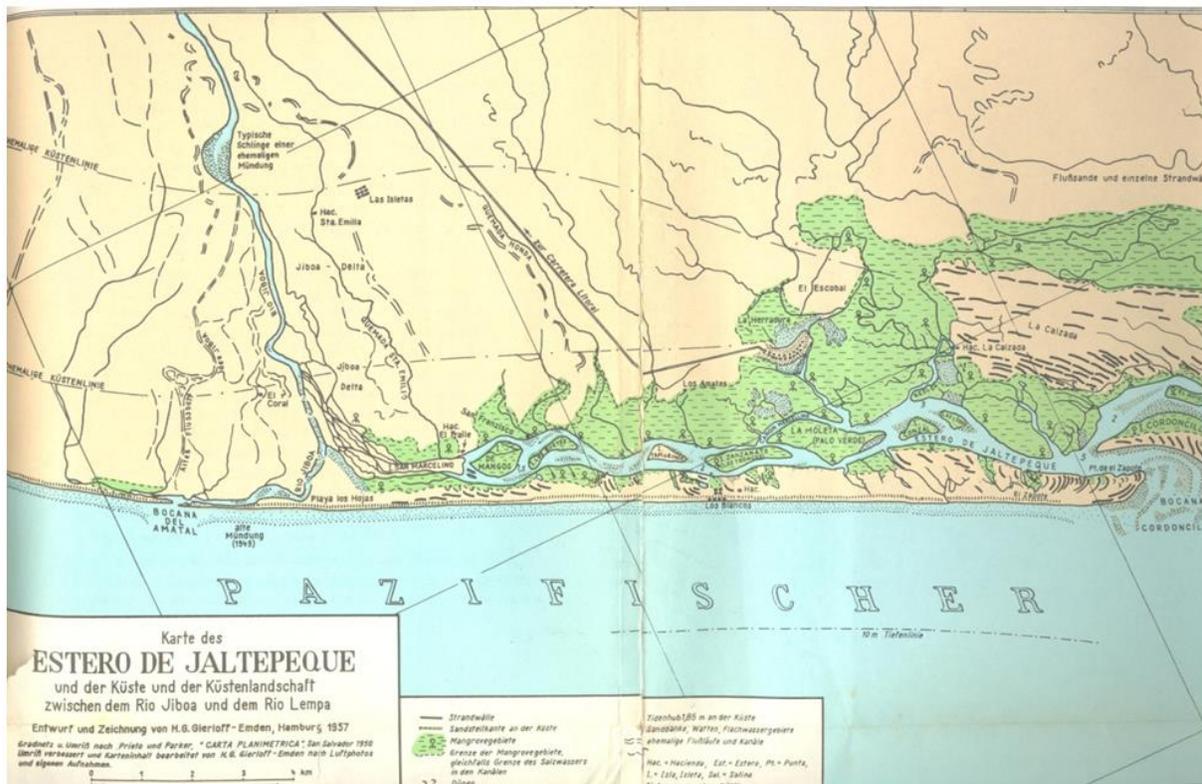


Figura No.12 Mapa geomorfológico de 1949 (Emden, Gierloff. La Costa de El Salvador. Monografía Morfológica-Oceanográfica, 1976)

## 7.0 BIBLIOGRAFIA

- GARZÓN, Guillermina Informe síntesis del Abanico del rio Jiboa, Noviembre 2012
- EMDEN, Gierloff. La Costa de El Salvador. Monografía Morfológica-Oceanográfica, 1976
- Hernández, Walter. Nacimiento y Desarrollo del Rio Lempa, 2005
- Weyl, R. En los Manglares de El Salvador, Estudios Litogenéticos en los manglares de la costa del Pacífico, 1953.