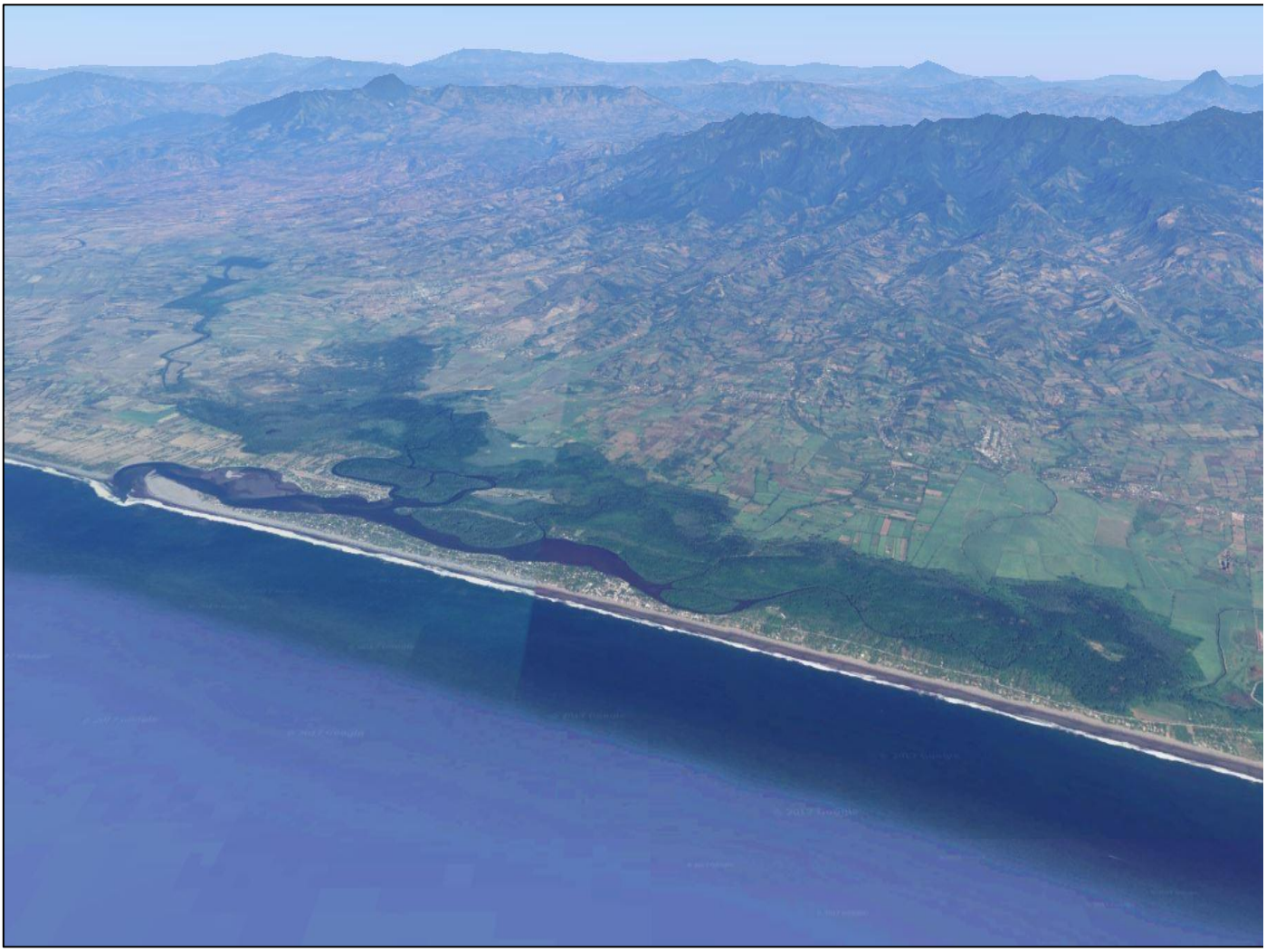
MARN
Ministerio de Medio Ambiente
y Recursos Naturales

MAPA DE CAMBIOS
EN EL ESTERO DE BARRA DE SANTIAGO



HAYDEE BELTRAN-MAYORGA
JUNIO 2017

Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales

CONTENIDO

1 INTRODUCCIÓN 2
2 OBJETIVOS 3
3 CARACTERIZACIÓN GENERAL 3
3.1 Ubicación geográfica 3
3.2 Descripción del sistema 4
3.3 Características de la playa 5
3.4 Geología 7
3.4.1 Tectónica 7
3.4.2 Materiales de la Barra 9
3.4.3 Pendiente del perfil de playa 10
3.5 Características oceanográficas 11
3.5.1 Vientos 11
3.5.2 Oleaje incidente 12
3.5.3 Mareas 13
3.5.4 Corrientes Litorales 13
4 GEOMORFOLOGÍA 15
4.1 Rasgos geomorfológicos de la cuenca 16
4.1.1 Unidades morfológicas de la Región 16
4.1.2 Elementos morfológicos del estero 16
5 MORFODINÁMICA 18
5.1 Indicadores geomorfológicos y sedimentológicos para la determinación del transporte de sedimentos 19
5.2 Patrones de sedimentación 20
5.3 Análisis Multitemporal e imágenes aéreas y satelitales 21
5.3.1 Evolución de la Isla barra 22
5.3.2 Evolución de los canales y esteros posteriores a la isla barra 25
5.3.3 Estado modal de playa 29
6 RESULTADOS Y DISCUSIÓN 30
7 CONCLUSIONES 32
8 BIBLIOGRAFÍA 32
9 ANEXOS 33

1. Introducción

El estero Barra Santiago, está formado por dos segmentos bien diferenciados: la zona alta de la cuenca que está constituida por materiales del cuaternario y la zona baja que es principalmente una acumulación de sedimentos aluviales de diferentes épocas y que forma parte del sistema de paisaje "Llanura Costera Occidental".
Los aportes hídricos que recibe la bocana de Barra de Santiago provienen de la región hidrográfica “C” Cara Sucia-San Pedro Belén, en la que se encuentran la subcuenca del Río San Pedro y la del Río Cuilapa. Todas éstas desaguan en el ecosistema de manglar de Barra de Santiago siendo los ríos de Guayapa, Cuilapa y El Naranjo los más importantes por el caudal que aportan.

El Estero Barra Santiago se ha visto impactado a través del tiempo, por la reducción del manglar que cubría amplias zonas de su desembocadura y por la de los bosques de las zonas altas. Estos cambios en cortos periodos de tiempo (1949-2016) promueven que el estero se adapte a nuevas condiciones y que los habitantes de sus riberas perciban los efectos de esas adaptaciones.

El objetivo principal de este documento es analizar los cambios en el estero y la barra que conforma el sistema, por lo que se realizó un análisis geomorfológico en el que se detallan los rasgos de la zona: las Montaña de Tacuba, la Planicie Costera de Occidental, entre el Paz y Sonsonate y la Región de Esteros y Manglares de la Barra de Santiago. De la misma forma se detallaron los elementos morfológicos como son los paleocauces, paleoislas, barras, canales sedimentados y activos, etc.

Se revisó también la morfodinámica verificando la tectónica que generalmente hace variar la dirección de los cauces y se realizaron análisis multitemporales para el periodo de 1949 al 2016 es decir para 67 años, con lo que se determinó las zonas de cambios del estero y sus posibles orígenes.

La dinámica del Estero Barra Santiago está relacionada, como es de esperarse, con las acciones que modifican o alteran de alguna manera el manglar y el cauce de los ríos que alimentan el sistema de estuario.

2. Objetivos del estudio

- Realizar un análisis geomorfológico de los cambios multitemporales en el estero Barra de Santiago en el periodo 1949-2016.

- Analizar las variables que han provocado los cambios que ha sufrido el estero de Barra Santiago y su probable evolución.

3. Caracterización General

Si observamos el paisaje con cuidado, podremos ver que en las llanuras interiores existe evidencia de como evolucionó y se formó lo que conocemos actualmente como planicies costeras. Los sedimentos de los ríos y el oleaje del mar formaron barras arenosas que inicialmente no estaban unidas a tierra firme y constituían islas barreras que se transformaron hasta construir lo que hoy en día son los sistemas de estuario, como los conocemos.
Estas zonas tienen una gran fragilidad, pues su sustrato arenoso no consolidado es un sistema sedimentológico activo, lo que implica la posibilidad de transformaciones rápidas como respuesta a los cambios de corto plazo en el entorno, especialmente durante eventos extremos.

Barra de Santiago es un sistema de estuario encerrado por una formación denominada "barra arenosa" o "flecha" que se formó en una etapa reciente en la historia geológica[1]. Los sedimentos que han formado la barra provienen de los ríos Guayapa. Cuilapa y El Naranjo, cuya desembocadura se encuentran dentro del estero, constituyendo la alimentación de mayor importancia para el estero y el manglar.

3.1 Ubicación Geográfica

El estero de Barra Santiago, está ubicado en la parte occidental de la República de El Salvador, pertenece a la Región Hidrográfica "C" y a las subcuencas de los ríos Cuilapa y San Pedro, como se muestra en la figura 1. Estas subcuencas drenan desde las montañas de Tacuba y de los volcanes que conforman la sierra Apaneca-Ilamatepec hacia es estero de Barra de Santiago y este último hacia el Océano Pacifico.

[1] Perteneciente al Holoceno, 10,000 A.C, durante el periodo Flandriense o periodo posglacial, es una división de la escala temporal geológica, la última y actual época del período Cuaternario.

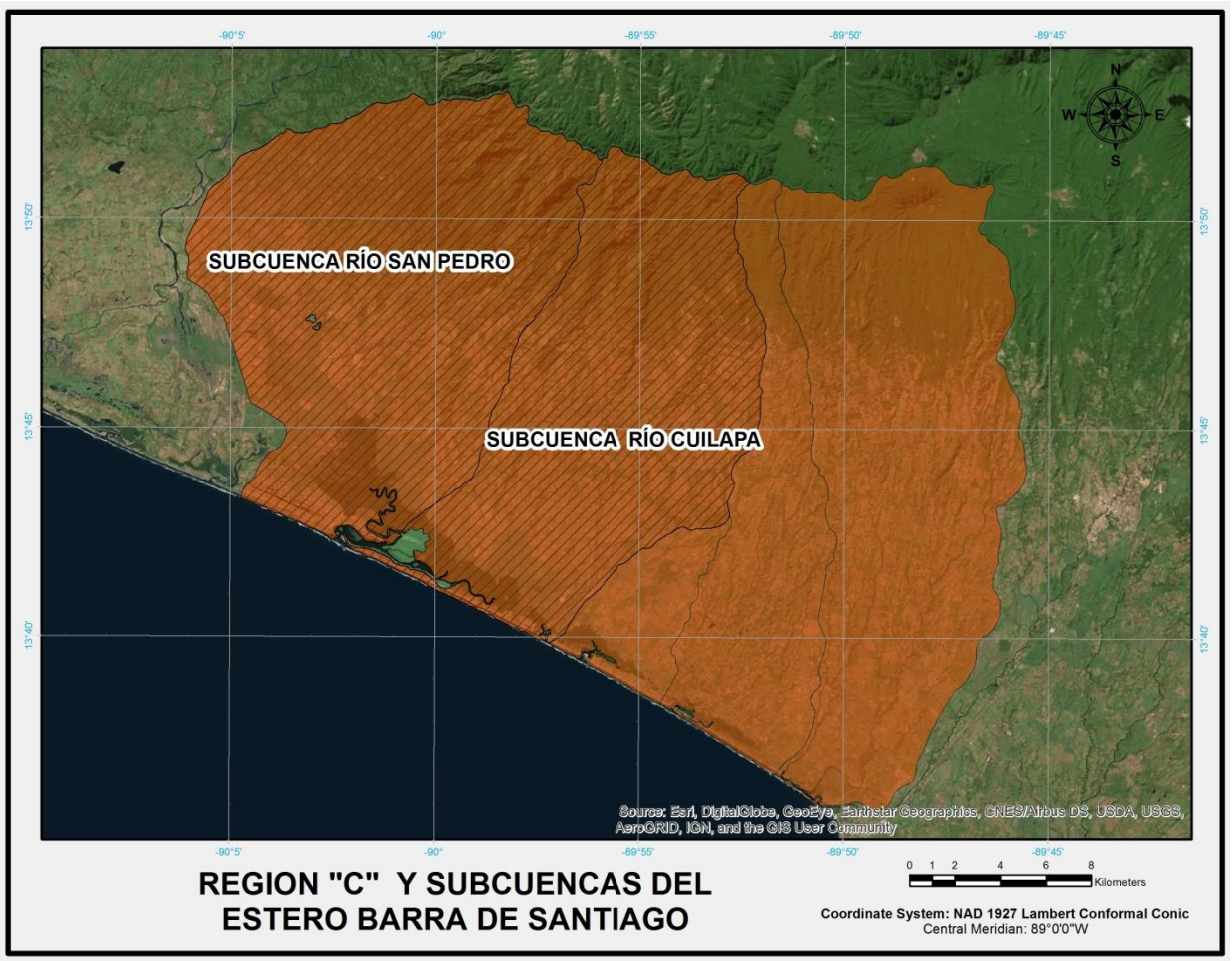


Figura 1: Ubicación geográfica del Estero Barra Santiago, en la región Hidrográfica “C” y las subcuencas a las que pertenece.

3.2 Descripción del sistema

El estero de Barra de Santiago está conformado por dos partes principales: la parte interna constituida por el manglar, de forma irregular, que abarca 20 kilómetros cuadrados, con un sistema de cañones y brazos angostos de unos 18 kilómetros de longitud, y una parte externa o vaso del estero de forma alargada con aproximadamente 7 kilómetros de longitud y medio kilómetro de ancho, que también conforma el canal principal y en el que se encuentran tres islas de manglar, de poca profundidad.
El estero posee un frente de playa de dirección noroeste-sureste y un oleaje que en la mayor parte del año viene del suroeste o del sur-suroeste.

El área total del estero tiene 19.58 km^2 con un espejo de agua igual a 2.2 km^2, dentro del cual se observa abundante depositación, ya que el estero está transformándose en tierra firme con la acumulación de los sedimentos fluviales arrastrados por los ríos Naranjo, Guayapa y Cuilapa, principalmente porque tienen su desembocadura dentro del manglar y el arrastre queda atrapado dentro del estero y los canales activos del manglar.

3.3 Características de la barra

La barra de Santiago fue antiguamente una isla barra, separada de tierra firme por el canal principal que conforma el vaso del mismo, y que por el extremo oeste está limitado por la bocana El Zapote y por el este con el estero y desembocadura del río El Rosario. El estero del Rosario estaba unido al estero de Barra de Santiago y sus brazos eran parte del canal principal.

La Barra tiene una extensión de 10 km desde la bocana El Zapote hasta la desembocadura del río El Rosario y un ancho variable en toda su longitud.
Su extremo oeste tiene forma de gancho, ensanchándose frente a la parte más ancha del canal donde alcanza los 400 metros, luego en la parte donde el canal comienza a volverse más angosto, la barra tiene 900 metros, su mayor ancho, y un kilómetro y medio a partir de este punto la barra está unida a tierra firme debido a la sedimentación de sus antiguos brazos, como muestra la figura 2.

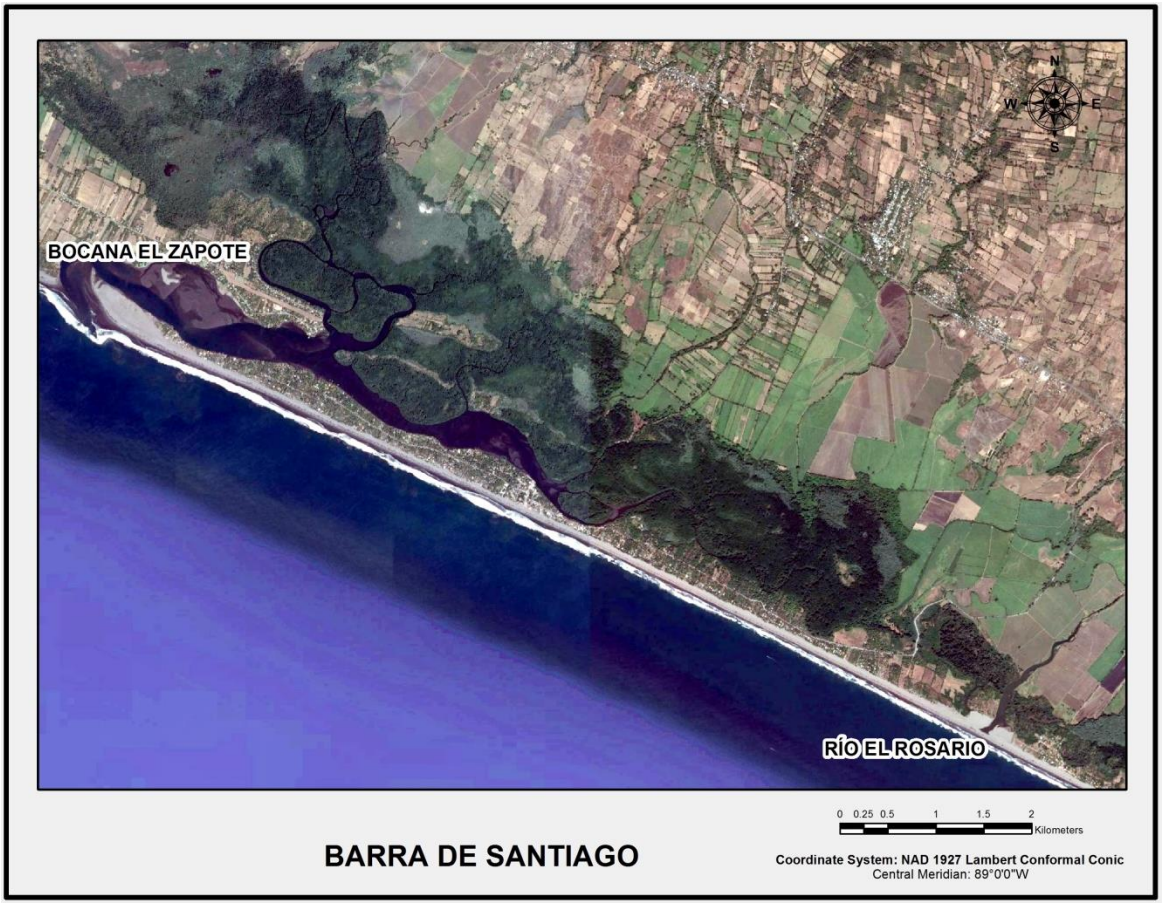


Figura 2: Ubicación del estero Barra de Santiago, se muestra el área de manglar y puntos límites de la isla barra.

La barra en su frente de playa se caracteriza por tener una berma de ancho variable, que no puede distinguirse a simple vista debido a que en su mayor parte está ocupada viviendas de diverso tipo. Hacia la zona central de la playa aparecen escarpes que llegan a alcanzar entre 0.40 y 0.60 m de alto (Figura 3), muy relacionado con la construcción de una nueva berma debido al cambio del perfil de playa. La cara de la playa es muy plana y suele alcanzar entre 50 y 70 metros de ancho, durante la bajamar.

Hacia el noroeste, en dirección a La bocana El Zapote, la punta de la barra ganchos en formación que tienen dunas que se están estabilizando y están cubiertas con bejuco de playa (*Ipomea pes caprae*) y otras especies propias de la costa.
En la zona de baño las profundidades son muy bajas, hasta la zona de rompiente y luego se incrementan paulatinamente llegando a alcanzar los 20 metros, a una milla náutica de la costa[2]. La vegetación dentro de la barra está dominada por cocoteros, entre los que crecen algunos arbustos e hierbas. En la zona propiamente de playa la vegetación está prácticamente ausente (Figura 3).

Figura 3: Vista de la playa de Barra de Santiago, nótese el escalón que pertenece a la antigua berma, el cambio de altura es causado porque la playa tiene un nuevo perfil al que se está adaptando.

[2] 1 milla náutica=1.85 kilómetros

3.4 Geología

3.4.1 Tectónica

En los últimos 10,000 años se produjo un proceso post-glacial, descendió del nivel del mar y se levantó la costa como respuesta a los esfuerzos compresivos de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe. Las playas y desembocaduras, se desplazaron de forma continua hasta su actual posición, y se creó una llanura de materiales de depositación, lo que con el crecimiento de manglares, la formación de nuevas flechas e islas y el cierre de los esteros, generaron la transformación de nueva tierra firme.

La Planicie Costera Occidental de El Salvador se extiende en forma irregular, a través de los departamentos de Sonsonate y Ahuachapán. La Llanura Costera de Sonsonate donde se encuentra el estero Barra Santiago se desarrolla bajo una zona de fallamiento de dirección Noroeste al Sureste y una de sentido perpendicular de menor densidad, ambas en la sierra de Tacuba.

El fallamiento observado no está condicionando el curso los ríos ni la planicie donde se encuentra el estero de Barra de Santiago y a excepción de una falla que se alinea con la carretera del litoral, no se observan estructuras que condicionen el comportamiento del estero.

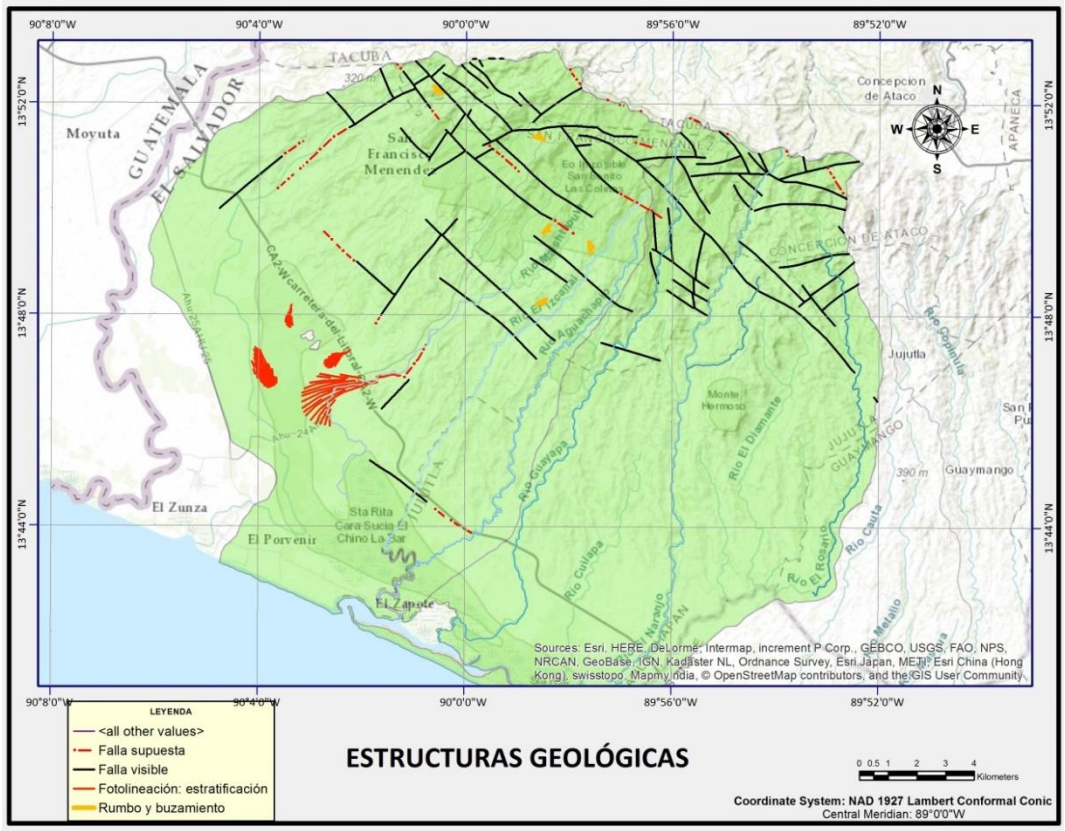


Figura 4: Estructuras geológicas de la Región “C”. Puede observarse el poco y localizado fallamiento de las subcuencas que conforman la cuenca del estero de Barra de Santiago.

La litología de Barra de Santiago está dominada por materiales de depositación (depósitos acuáticos con intercalaciones de piroclastitas y depósitos de estuario con manglares, entre otros), como se muestra en la figura 5.

Los materiales que conforman el estero pueden identificarse en la fotografía de la figura 6, donde se observan limos, arenas y los bancos de arena dentro del canal principal.

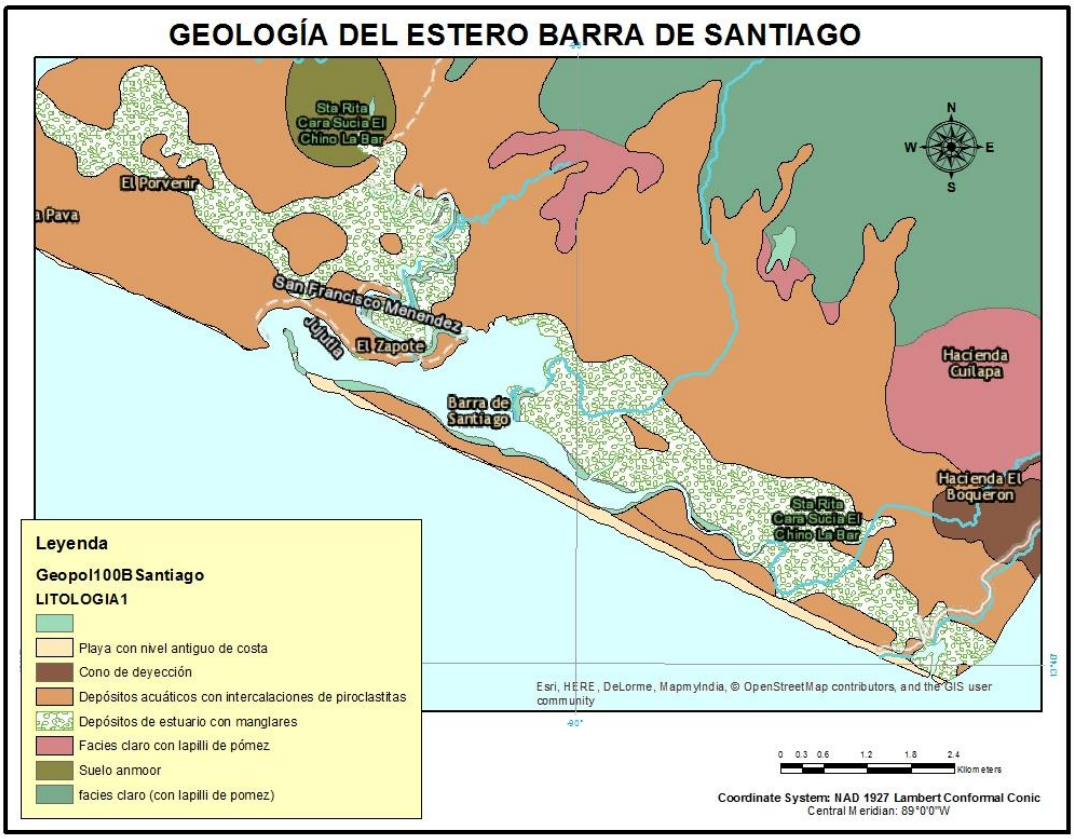


Figura 5: estructuras geológicas (litología) del estero de Barra de Santiago, se muestra la distribución de la roca superficial que conforma la región del estero.

Figura 6: materiales superficiales del estero de Barra de Santiago, a la derecha pueden observarse limos y arcillas depositados por los ríos, propios de zonas pantanosas y a la izquierda arena y bancos de arena que son depositados por las corrientes de marea.

3.4.2 Materiales de la Barra

Los materiales de la barra presentan características del tipo de playa de arena fina a ordinaria, con substratos de grano fino a grano mediano, no consolidado. Este tipo de playas tienen una pendiente con una inclinación menor a los 5 grados, lo que produce una movilidad de los sedimentos muy baja, e indica que el movimiento está regido por el oleaje principalmente. Con la simple observación del material, la granulometría puede clasificarse como de grano fino de color gris claro, sin presencia a la vista de fragmentos líticos ni materia orgánica.

Al observar la muestra del material bajo la lupa estereoscópica (ver figura 7), podemos diferenciar un aproximado de 20% de minerales blancos opacos (evaporitas o pómez) y cristalinos (plagioclasas o cuarzos), de forma redondeada de tamaño menor a 1 mm, mezclados con un 5% de minerales rojos probablemente hematitas y un 2% de minerales negros probablemente magnetitas. Además puede verse fragmentos líticos de roca gris claro y gris rojiza de forma sub angular a redondeada. El análisis granulométrico clasifica la arena como “mal graduada” su diámetro medio la clasifica como “Arena fina” (D_{50}=0.25 mm). Los análisis de laboratorio presentan muy poca presencia de carbonatos y de materia orgánica, lo que confirmó lo observado a simple vista.
La poca presencia de materia orgánica es indicativo que el material no proviene del estero y su grado de redondez, así como el tamaño de las partículas se debe a que el material tiene probablemente su origen en los ríos Sensunapán, Sunza y San Pedro, así como de material de erosionado de los acantilados de Acajutla, que limitan con el área fisiográfica a la que pertenece el estero de Barra de Santiago.

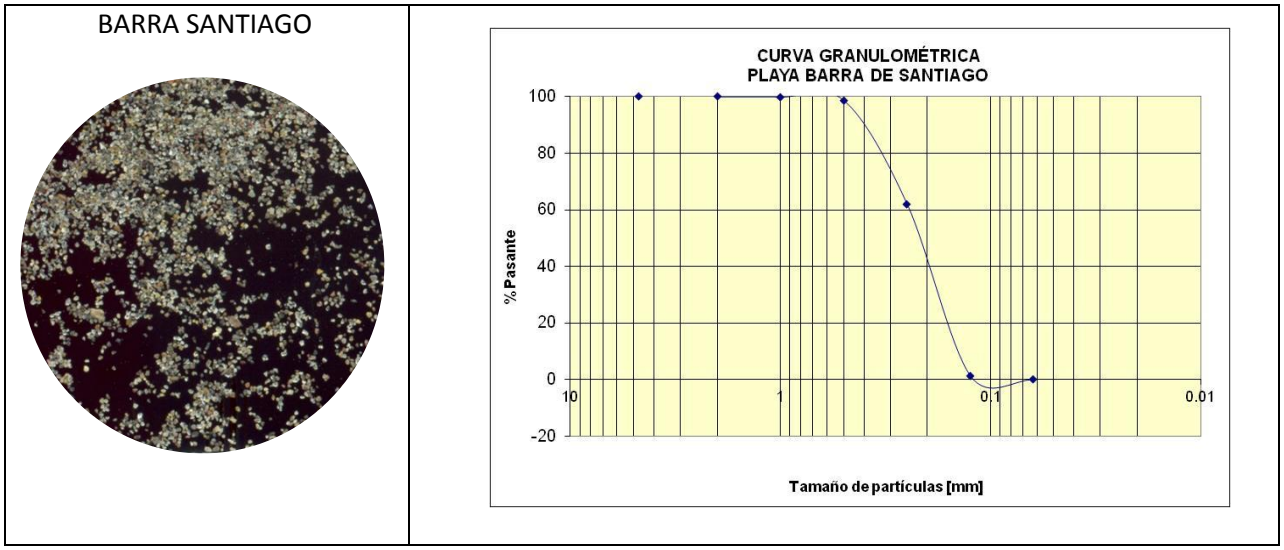


Figura 7: Curva granulométrica (Diámetro medio de la partícula D_{50}=0.25 mm) y detalle al microscopio de la arena de playa (Arena gris claro de sub angular a redondeada).

3.4.3 Pendiente del perfil de playa

La pendiente del perfil de playa define la clasificación de la playa y el estado energético de la misma, en el caso de la playa de la Barra de Santiago se clasifica como una playa disipativa de alta energía debido a que la pendiente baja de la plataforma permite que las olas lleguen y disipen toda su energía a lo largo de la cara de la playa.
La pendiente de la playa de la barra es similar a la de la plataforma, la pendiente es muy baja y a simple vista es prácticamente plana. La pendiente varia de un 1 al 2 % y en las zonas con mayor inclinación al 2.5%.

La granulometría está relacionada directamente con la pendiente de playa, así a mayor pendiente también se tiene mayor tamaño de grano. Las playas de cantos rodados o de grava están asociadas a perfiles con ángulos mayores, y a menores pendientes se tiene granos de medios a finos.
El frente de playa de la Barra de Santiago está formada por arena de grano fino de entre 0.2 a 0.3 milímetros de diámetro medio (véase figura 8), refirmando la alta energía del sistema ya que el grano ha sido retrabajado, razón por lo que es de pequeño diámetro y al microscopio pudo verse que es redondeado o subangular.

Figura 8: Vista de la playa de la Barra de Santiago, puede notarse que la barra donde se encuentra la playa es prácticamente plana y muy poco consolidada. También se observan pequeñas dunas vegetadas en el inicio de la berma que está completamente ocupada.

3.5 Características Oceanográficas

La caracterización oceanográfica de playa de la Barra de Santiago está referida básicamente al régimen hidrodinámico. Este permite definir las particularidades del funcionamiento del sistema costero, y los factores energéticos encargados de provocar el transporte de sedimentos, desde las zonas de producción hasta las zonas de playa y desde estas, hasta las profundidades donde la arena no puede retornar de manera natural a la costa.

3.5.1 Vientos

El viento frente a las costas de la planicie costera occidental es muy variable, condicionado por factores locales muy relacionados con la orografía. La dirección predomínate es 142°±107° y su velocidad es de 4.6± 2.6 m/s, por lo que clasifica como brisa suave a moderada proveniente de los cuadrantes suroeste – sureste y sureste – noreste.

El viento en el mar tiene velocidades entre 2.0 y 7.2 m/s, por lo que es capaz de generar oleaje de altura entre 0.1 y 1.3 m. la dirección varía entre 35 y 249 siendo la más frecuente 90, es decir del Este.

Se producen variaciones según la estación del año (seca o lluviosa). Para la estación lluviosa la velocidad del viento es 4.0 ± 2.1 m/s, y la dirección más frecuente es de 90°, es decir del Este. Para el caso de estación seca la velocidad del viento es 5.2 ± 2.8 m/s, y la dirección del viento más frecuente es de 45°, es decir del Noreste.

Tabla 1: Valores medios estacionales de la velocidad del viento en El Salvador

Velocidad estacional del viento para 13N-90.00W (m/s).					
Estación	**Promedio**	**Máximo**	**Mínimo**	**Moda**	**Desviación estándar**
Seca	5.2	17.1	0.1	2.4	2.8
Lluviosa	4.0	15.3	0.0	1.3	2.1

Tabla 2: Valores medios estacionales de la dirección del viento en El Salvador

Dirección estacional del viento para 13N-90.00W (grados)					
Estación	**Promedio**	**Máximo**	**Mínimo**	**Moda**	**Desviación estándar**
Seca	127	360	0	45	107
Lluviosa	157	360	0	90	104

3.5.2 Oleaje incidente

El oleaje que arriba a las costas de El Salvador esta generado por tormentas extra-tropicales del hemisferio Sur en una zona entre cercana al paralelo 45º S y próxima a Oceanía y el Círculo Polar Antártico.
Debido a que el oleaje al propagarse por todo el Océano Pacifico recorre una distancia de aproximadamente 10,000 kilómetros entre la zona de generación y las costas de nuestro país, se clasifica como oleaje de fondo con periodos largos que varían entre los 10 y los 16 segundos, con dirección preferente del sur-suroeste y del suroeste debido a la rotación de la tierra. La tabla 1 muestra los valores medios del oleaje y del viento en aguas profundas y el rectángulo rojo dela tabla 2 señala la dirección preferente del oleaje durante los meses de la estación lluviosa.

Tabla 3: Valores medios del oleaje y el viento en El Salvador

VALORES ESTADÍSTICOS DE TODA LA SERIE DE TIEMPO	13N - 90W
	VALORES PROMEDIOS
Altura Significativa del Oleaje (m)	1.4
Velocidad del viento (m/s)	4.6
Dirección del oleaje (azimutal) (Grados)	192
Dirección del viento (azimutal)(Grados)	142
Periodo del oleaje (segundos)	12.2

Tabla 4: Dirección preferente del oleaje mensual

Dirección del oleaje representada por el promedio para ambas estaciones		
Mes	**Nodo 13N 90W**	
Enero	149	SE
Febrero	175	S
Marzo	192	S
Abril	204	SSW
Mayo	208	SSW
Junio	208	SSW
Julio	206	SSW
Agosto	206	SSW
Septiembre	213	SSW
Octubre	208	SSW
Noviembre	181	S
Diciembre	147	SE

3.5.3 Mareas

Las mareas que arriban a las costas de salvadoreñas son clasificadas como semidiurnas, es decir que hay dos mareas bajas y dos mareas altas en un período de 24 horas, que se alternan en periodos de 6 horas aproximadamente.
Como se aprecia en la tabla 5, el nivel máximo de absoluto de la marea es de 2.3 m, coincidiendo con las mareas vivas equinocciales[3]. Bajo esta condición se produce un aumento significativo del nivel del mar, lo cual unido a fuertes oleajes pueden producir cambios en la costa, y especialmente en las bocanas de los esteros que como se indicó anteriormente son zonas frágiles que se modifican continuamente. La barra de Santiago registra un rango de mareas de 1.7 metros considerando pleamar y bajamar medias y 2.6 para máximas.

Tabla 5. Características de las mareas en la costa salvadoreña

Parámetro	La Unión	La Libertad	Acajutla	Puerto El Triunfo
Pleamar máxima (metros)	3.5	2.3	2.2	3.0
Percentil 99	3.4	2.3	2.2	2.9
Pleamar media (metros)	2.8	1.9	1.8	2.4
Nivel medio del mar (metros)	1.5	1.0	1.0	1.3
Bajamar media (metros)	0.2	0.2	0.1	0.2
Percentil 01	-0.4	-0.3	-0.3	-0.3
Bajamar mínima (metros)	-0.5	-0.3	-0.3	-0.4

3.5.4 Corrientes litorales

Las corrientes que se desplazan paralelamente a la línea de costa, se conocen como “Deriva Litoral” y son originadas por ángulo de llegada de las olas respecto a la orilla. Se diferencian de las corrientes marinas, por su menor extensión y porque las determinan condiciones específicas del relieve y el clima donde se desarrollan.

Las olas, a medida que se acercan a la orilla, por el efecto de la refracción del fondo alinean las crestas en sentido paralelo a la playa. Si la refracción no es completa, la ola se aproxima hacia la costa formando un ángulo y se produce una corriente de arrastre, en la dirección de la componente de incidencia del oleaje predominante. Por lo que el ángulo que se forma entre la línea perpendicular a playa y la dirección de llegada de la ola, define el sentido que tendrá la corriente litoral.

Por otro lado, el ascenso y descenso regular de la marea (flujo y reflujo) provocan movimientos de agua horizontales conocidos como corrientes de marea, que pueden

[3] Marea viva equinoccial es la marea más alta que ocurre en el equinoccio de primavera o el de otoño

reforzar o invertir en algún momento, la dirección de la corriente de deriva litoral. Además, la dirección y velocidad del viento condicionan también en alguna medida los movimientos de las corrientes de deriva.

Aunque no se cuenta con un estudio específico de las corrientes litorales en la costa salvadoreña, se puede afirmar que estas discurren paralelas a la línea de costa, en un ángulo que varía de acuerdo a la dirección de la línea de costa.

Teniendo en cuenta que el oleaje que llega las costas salvadoreñas proviene del hemisferio sur, con dirección predominante del SSW y las olas rompen casi paralela a la costa, cualquier pequeña variación en la dirección del oleaje provocará un cambio en la dirección de la corriente de deriva litoral, situación que puede tener una mayor recurrencia durante la estación seca, muy particularmente en los meses de noviembre a marzo. Para ver más claramente este efecto, la figura 9 muestra el ángulo de llegada y la componente que genera de la corriente de deriva.
Este efecto igualmente puede verse reforzado por la influencia de las corrientes de marea, fundamentalmente durante las mareas vivas y vivas equinocciales, así como por el paso de eventos hidrometeorológicos u oceanográficos extremos.

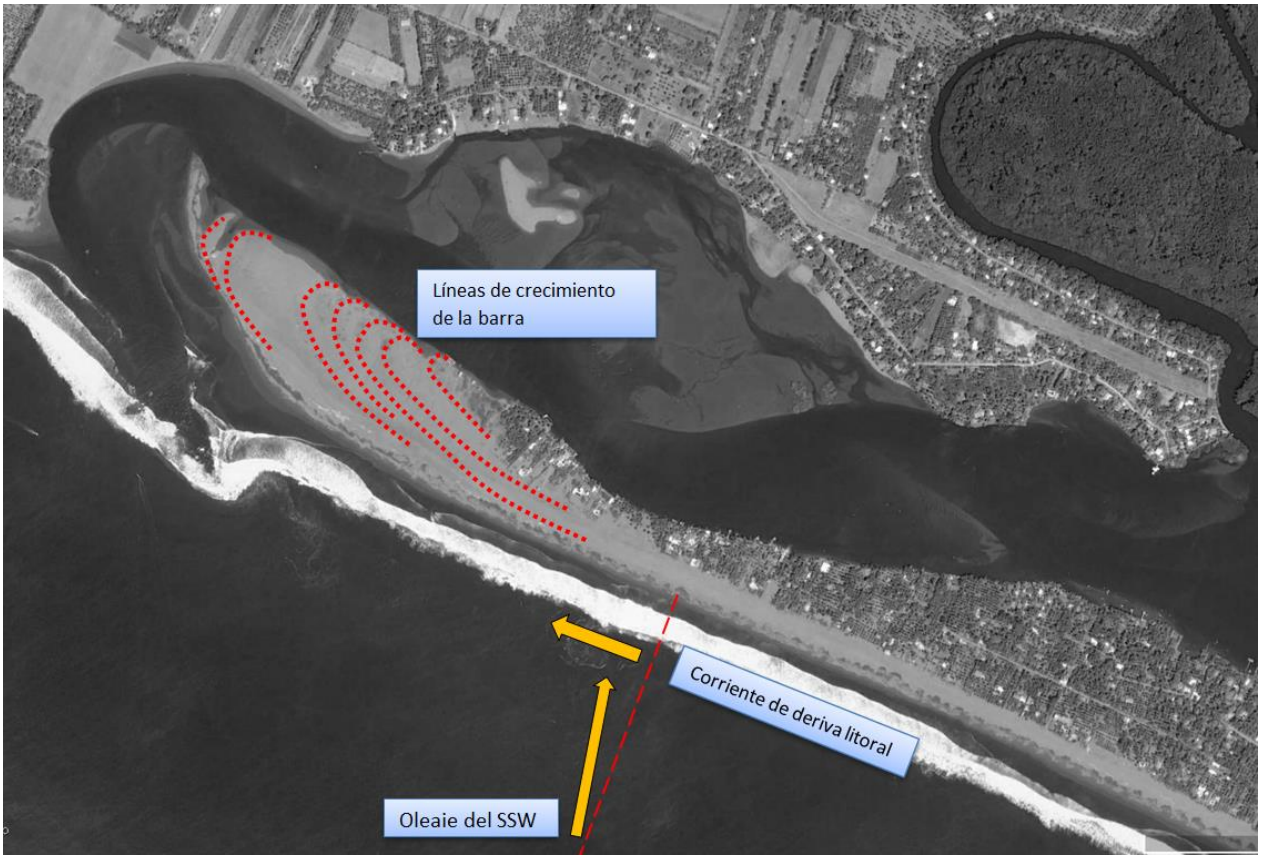


Figura 9: Flecha del Estero de Barra Santiago con detalle del arribo del oleaje y la componte horizontal que define el sentido de la corriente de deriva litoral.

4. Geomorfología

La zona costera de El Salvador pertenece a la costa pacífica de Centroamérica, hacia el oeste, es decir hacia Guatemala y el sur de México, predomina el tipo de costa de laguna y barrera. Al oriente del país y desde Nicaragua a Panamá, la costa está dividida en golfos y penínsulas, así como costas acantiladas. La zona costera salvadoreña se encuentra en el área de transición, posee lagunas y barreras, golfos y costas acantiladas.

A lo largo de la costa se encuentran una serie de sistemas de laguna, formados por sedimentos limo-arcillosos, donde se desarrollan ecosistemas de manglar, con bocanas o desembocadura orientadas perpendicularmente a la línea de costa.

La planicie Llanura Costera occidental, fue formada por la deposición de los una serie de ríos, riachuelos y zanjones que unidos a los sedimentos generados por el Río Paz rellenaron la parte baja de la sierra de Tacuba, donde se desarrolló con el tiempo un sistema de manglar con barra o flecha al frente.

El estero de Barra Santiago corresponde a un "*Estuario con formación de barra de arena en la boca*" según la clasificación geomorfológica estuarina de Pritchard mostrada en la Tabla 6. Según esta clasificación, estos sistemas están compuestos por una zona interna con un drenaje que arrastra materiales limo-arcillosos, mientras que en su parte frontal se desarrolla una barra arenosa, como protección de la parte trasera del sistema contra el oleaje y las mareas, que ayuda al desarrollo del manglar.

TABLA 6. CLASIFICACIÓN ESTUARINA DE PRITCHARD

Clase	Origen y Formación	Profundidad Máxima	Sección Transversal	Ancho / Profundidad	Canal Central	Sedimentos	Lugar	Descarga del Rio
Estuarios de valle de río inundado	Inundación de valles previamente excavados durante transgresión del Holoceno. No ocurrió sedimentación durante la inundación. Topografía de valle de río	30 metros	Triangular, ensanchando y profundizando hacia la boca (a veces exponencialmente)	Regular 20:1	Sinuoso	Recientes, poco profundos y variables; lodo en partes altas, arena cerca de la boca	Latitudes medias temperadas	Pequeña respecto al prisma de marea
Fjordos	Area cubierta de hielo en el Pleistoceno. Presión del hielo profundizó y ensanchó el lecho del río y formó barras de roca (sills) en la boca, que obstruyen el intercambio salino	4 a 400 metros en la barra 800 metros en el interior	Rectangular con paredes verticales	Pequeña 2:1	Curvas con ángulos rectos	Suelo rocoso con capa delgada de sedimentos cerca de la cabeza	Latitudes altas; zonas montañosas y de glaciares	Pequeña respecto al volumen total, grande respecto al prisma de marea
Estuarios con formación de barra de arena en la boca	Inundación de valles previamente excavados o planicies costeras, con mucha sedimentación durante la inundación, y formación de barra, cadena o spit de arena en la boca o paralela al estuario. Ocurren en las costas de depositación sedimentaria con poco rango de marea y rompiente variable (algunas lagunas costeras)	2 a 5 metros	Rectangular o trapezoidal, con extensas zonas laterales superficiales	Muy grande 100:1	Sinuoso	Muy abundantes Varían estacional-mente	Zonas tropicales y costas con mucha depositación	Grande respecto al prisma de marea, variando estacionalmente
Estuarios tectónicos y otros	Producidos por actividad tectónica, fallas, derrumbes, erupciones volcánicas, etc.	Características	Variables (algunas	lagunas	costeras	no-estuarinas	están en	esta clase)

4.1 Rasgos Geomorfológicos

4.1.1 Unidades morfológicas de la región

La región “C” a la que pertenece el Estero Barra Santiago está constituida por:

- Montaña de Tacuba
- Planicie Costera de Occidental, entre el río Paz y Sonsonate
- Región de Esteros y Manglares de la Barra de Santiago

Montaña de Tacuba: Es la parte de la sierra Apaneca-Ilamatepec y por su formación se considera del cuaternario, ligeramente más antigua que la estructura del volcán de Santa Ana. Las elevaciones más importantes son el cerro de Apaneca con 1816 msnm, el cerro El Águila con 2036 msnm y una serie de cerros antepuestos a los anteriores que permiten la formación de una planicie al pie de la montaña. Los volcanes que forman parte de la sierra Apaneca-Ilamatepec son los volcanes de Santa Ana (2365 msnm), Izalco (1910 msnm) y la Caldera de Coatepeque (1124 msnm).

Llanura Costera Occidental, entre el río Paz y Sonsonate: El límite de esta llanura se extiende desde el pie de la montaña, casi coincidente con la carretera del litoral hasta la costa. Está constituida por materiales aluvionales poco consolidados y estratificados desordenadamente.

Esteros y manglares de la Barra de Santiago: Constituida especialmente por los zanjones El Chino, el Castillo y el Rosario, así como por las islas del Muerto y del Cajete. El detalle más importante es la existencia de los manglares como unidad vegetativa predominante. La región está formada por una estrecha franja de manglares paralelos al mar y concentrados en la Barra Santiago. Esta unidad está formada por suelos arcillosos y lodos finos producto de la sedimentación de los materiales en suspensión transportados por los ríos Guayapa, Cuilapa, Naranjo y otros de menor caudal.

4.1.2 Elementos morfológicos

En el límite con la carretera del litoral, la topografía de la cuenca cambia de montañosa a una llanura de materiales aluviales producto del arrastre de sedimentos fluviales. La llanura costera inicia su descenso en la carretera del litoral y baja continuamente a una tasa menor al 1% en una distancia de 6.0 kilómetros en línea recta.
La llanura fue generada por materiales aluviales de reciente formación, por lo que tiene poca consolidación. Las llanuras aluviales, planicies de inundación o valles aluviales son unidades geomorfológicas mayores originadas por 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.

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 contribuye a anular o disipar a los elementos geomorfológicos originales, omnipresentes en tales planicies, como por ejemplo los paleocauces. Aquí existen aún evidencias de antiguos cauces y canales del antiguo manglar sedimentados durante los procesos de avance, que originaron esta zona de la llanura.
Algunos rasgos geomorfológicos que posee el estero de Barra Salada y la planicie donde se ubica se describen a continuación:

Paleocauces: Dentro de zona de la llanura, pueden encontrase un gran número de cauces antiguos, como se observa en la figura 8 Estos cauces dispersos son generados por los antiguos canales que formaban amplias zonas de estero y manglar.

Canal Principal: El canal principal es también el vaso del estero donde desembocan los ríos Guayapa, Cuilapa y Naranjo. Constituye el canal más grande, atravesando de oeste a este toda la zona del manglar.

Canales Activos: Dentro de la zona del manglar pueden observarse una red de canales que se han conservado con pocos cambios y en otros han sufrido desplazamientos en el transcurso del tiempo.

Canales Sedimentados: Existen brazos de canales de manglar que se han sedimentado, y otros que mantienen cierta humedad, que eventualmente se secará y dará origen a un nuevo segmento de tierra firme.

Vaso del estero: Es el área que comprende el espejo de agua y que en este caso conforma también el canal principal.

Barra: Es la formación arenosa que encierra el área del estero de Barra de Santiago.

Islas de sedimento: Dentro del vaso del estero se observan islas ya vegetadas que fueron originadas por los sedimentos arrastrados por los canales activos.

Manglar: El área de manglar tiene una forma irregular, que se ha visto disminuida a través de los años, dado que pueden observarse zonas depredadas en el interior del mismo. La zona se ve cercada en todo su perímetro por la presión para aumentar tierras laborables

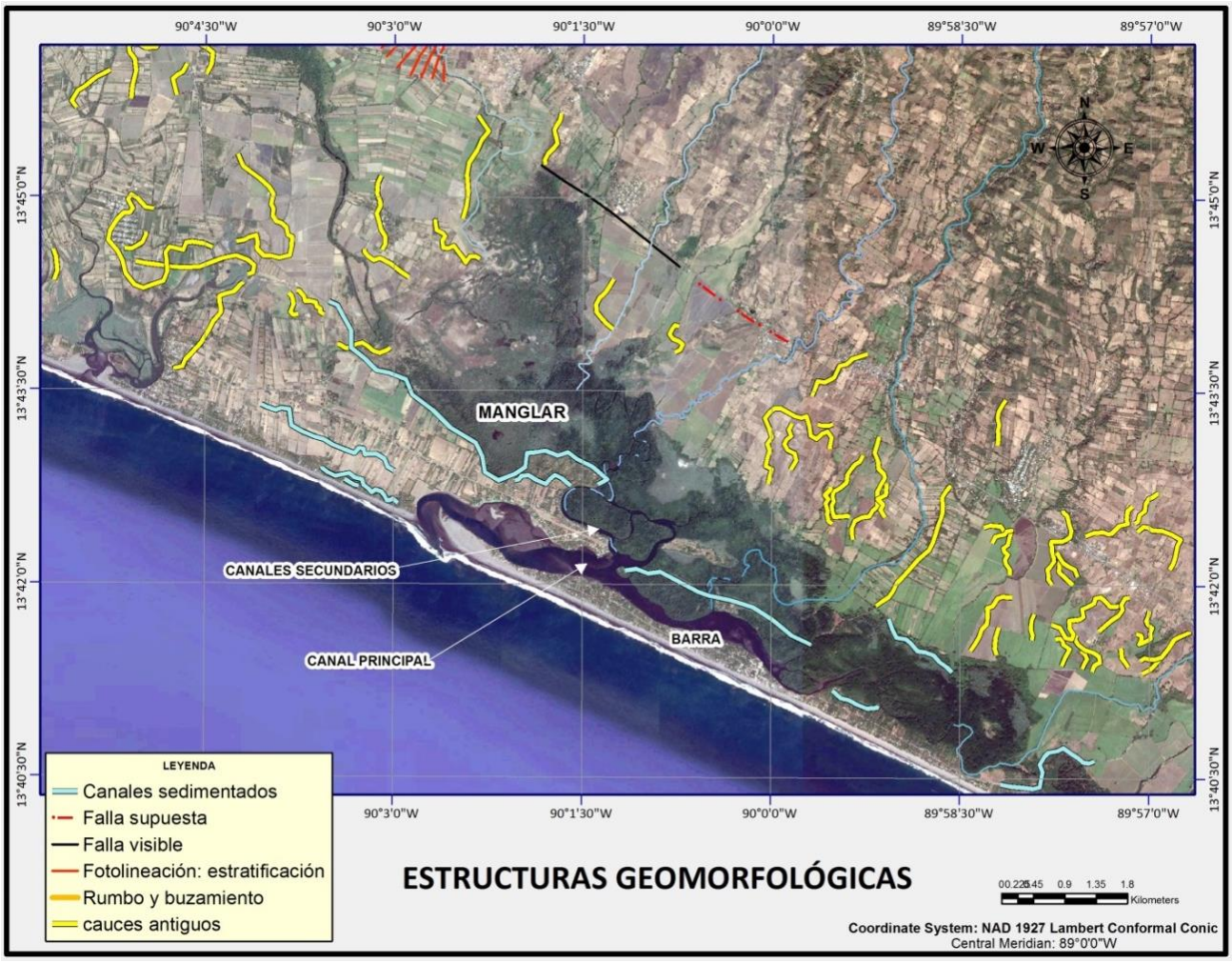


Figura 10: Muestra los elementos morfológicos presentes en la planicie costera occidental y en la zona de manglar del Estero Barra Santiago.

5. Morfodinámica

Dentro de la dinámica de relleno de la Llanura Costera Occidental, entre el Paz y Sonsonate, por migración y evolución natural de los abanicos, los ríos Cuilapa, Naranjo y Guayapa son cauces que han sido parte importante en la sedimentación del tramo donde se ubica el estero de Barra Salada.
El sistema Barra Santiago pertenece por su similitud de comportamiento, a la unidad fisiográfica que está limitada por los acantilados de Acajutla hacia el este y por el cambio de dirección de la línea de costa en la zona de Monterrico hacia el oriente en la vecina república de Guatemala.

Los procesos sedimentarios son similares a los de la Planicie Costera Central, ríos como el Rosario han generado sedimentación formando el borde más oriental de la

llanura, y el Paz que ha sido el principal aportador de sedimentos en un abanico que incluye una amplia zona de la costa de la República de Guatemala.

Los ríos que alimentan al estero de la Barra de Santiago, nacen en de la sierra de Tacuba y desembocan dentro de la Llanura Costera de Sonsonate en varios puntos del bosque salador, formando una red de canales que descargan en el canal principal que atraviesa el manglar de oriente a poniente y que descarga sus aguas en el océano Pacífico. El aporte de sedimentos arenosos por parte de los ríos que drenan al bosque salado es relativamente pequeño en el proceso de formación de la barra, pero de gran magnitud en el proceso sedimentario de la planicie.

Las barras arenosas generalmente son paralelas a la costa donde se desarrollan, la Barra de Santiago tiene una dirección promedio SE-NW coincidiendo con la línea de costa en ese tramo.

5.1 Indicadores geomorfológicos y sedimentológicos para la determinación del transporte de sedimentos.

En 1981 los investigadores Jacobsen y Schwartz establecieron un grupo de indicadores geomorfológicos, con base a los cuales se puede determinar la dirección del transporte de sedimentos y la deriva litoral neta en un tramo de la costa.
El resultado de los estudios concluyó que las espigas y flechas de arena crecen en dirección de la deriva litoral neta. En el caso de la presencia de promontorios rocosos y otros obstáculos en la costa, la arena se acumula en la dirección de la deriva litoral neta, apareciendo menos volúmenes de arena o erosión en el lado opuesto de la estructura.
En las desembocaduras de ríos y lagunas costeras, las corrientes divergen en dirección de la deriva litoral neta y generalmente origina flechas de arena orientadas igualmente en esa dirección, con ganchos orientados en dirección a tierra firme.

El tamaño y composición de los sedimentos de las playas es también un indicador importante que ayuda a determinar la dirección del transporte de sedimentos longitudinalmente a la costa y la posible localización de las fuentes de suministro. El tamaño del sedimento decrece en la dirección de la deriva litoral neta, debido al decrecimiento de la energía de la ola. Como las olas mueven el sedimento costa abajo (down driff), las partículas gruesas y más pesadas requieren mayor energía para ser transportadas que las partículas finas. Por tanto, las partículas más finas son movidas con mayor frecuencia que las partículas más gruesas y marcan la dirección de la corriente de deriva.
Cuando la fuente de aporte de sedimentos en una playa es identificada, los sedimentos se moverán en dirección de la deriva litoral neta y decrecen en dirección contraria. Los

sedimentos más gruesos serán encontrados más cerca de la fuente de aporte de los sedimentos, mientras los sedimentos más finos serán encontrados más lejos, coincidiendo con la dirección de la deriva.
Basándose en estas consideraciones, identificamos la dirección de la deriva litoral neta en playa de la Barra de Santiago, para conocer el funcionamiento de la barra y como comprobación de la observación oceanográfica del numeral 3.5.4 sobre la dirección predominante de la corriente de deriva litoral.

La barra que forma la playa presenta, en la margen occidental y en dirección noroeste, una flecha en forma de gancho con un crecimiento importante, que se ha estabilizado en su mayor parte, y la punta está en un proceso incipiente de colonización por parte de la vegetación. Así mismo, en la margen oriental y coincidiendo con la desembocadura del Rio El Rosario, en el extremo este de la barra de Santiago, la otra desembocadura que existió tiempo atrás se ha sedimentado y solamente queda un relicto del manglar que fue parte del estero de Barra Salada y que hoy conforma el estero de El Rosario. Otras formas similares, es decir, una barra y flecha de arena que crece en dirección Sureste-Noroeste, pueden ser encontradas en la boca de la Garita Chapina y en la desembocadura del rio Paz, un poco más al oeste de la zona de estudio.
Al observar la morfología de la barra puede verse que existe un mayor ancho de la playa y la presencia de mucha más acumulación de arena en la dirección oeste que hacia el este.
Aun cuando parte de los formas encontradas en las islas barras podrían estar determinadas por el efecto acondicionador del flujo y reflujo de la marea, estos elementos prueban que la dirección de la deriva litoral neta es en dirección oeste-noroeste y confirma los resultados de la estimación de la dirección de la corriente litoral a partir de la dirección predominante del oleaje incidente en la playa.

5.2 Patrones de sedimentación

Existen tres tipos de corrientes que transportan y redistribuyen el material a lo largo de la parte frontal del sistema estuarino de Barra Santiago.
Las corrientes de marea se encargan de transportar los sedimentos de fracciones finas desde los canales de marea hasta que salen del sistema estuarino, hacia el mar. Estas corrientes de transporte tienen una dirección preferencial E-W, dependiendo de la marea. A pesar de este proceso, la sedimentación en la zona frontal del estuario se mantiene en equilibrio dinámico, permitiendo que el efecto neto sea un aumento de los cuerpos sedimentarios intermareales y una somerización de los canales.

En cuanto al transporte de materiales por ***las corrientes de oleaje***, estas son un factor determinante en la acumulación de fracciones arenosas, las cuales forman la barra.

Las corrientes de oleaje se encargan de traer sedimentos hasta las cercanías de la barra y depositarlas en la parte frontal de la misma. La dirección preferencial de esta corriente es hacia el NNE, es decir, perpendiculares a la línea de costa, debido a que el oleaje que llega tiene principalmente dirección SSW (véase figura 9).

Por último, ***las corrientes litorales*** que tienen dos funciones, la primera es tomar los sedimentos acarreados por las corrientes de oleaje y redistribuirlos a lo largo de toda la barra, mientras que la segunda es acarrear los sedimentos desde las zonas de desembocadura de ríos hasta la barra. Este último proceso se puede considerar como el principal proveedor de sedimentos de la barra arenosa. Esta corriente tiene una dirección W y NW-SE en casi toda la planicie costera occidental y en especial en la zona de la barra.

Las corrientes litorales permiten la remoción, transporte y re-sedimentación de las fracciones arenosas al frente de la barra, estas son las principales responsables de la formación y permanencia de las flechas. Las corrientes de mareas se encargan de transportar las fracciones más finas (limos y arcillas) y distribuirlas dentro del estero, son de importancia en el transporte de materiales desde la parte interna del sistema estuarino, sin embargo, estas no son suficientemente efectivas contra el aporte de sedimentos desde el continente, ya que el efecto neto en el estero es de sedimentación.

5.3 Análisis Multitemporal e imágenes aéreas y satelitales

Para determinar los cambios espaciales que tiene lugar en el estero de Barra de Santiago, se utilizó como método el análisis multitemporal de comparación de imágenes aéreas y satelitales, previamente georreferenciadas.

Mediante la superposición de mosaicos de fotografías aéreas, de los años 1949, 1954, 1978, 1979, 1996 y 2002, se determinó la magnitud de los cambios y la evolución de la laguna costera. Como referencia se utilizaron lugares fijos en tierra firme, calles, muros, casas, entre otras infraestructuras. Se delimitaron las líneas de construcción y se compararon para determinar los cambios horizontales para cada periodo. Complementario a las fotografías aéreas, se eligieron imágenes satelitales de 1969, 2006, 2012 y 2016, disponibles en Google Earth para la comparación de zonas puntuales y detalles de los cambios en la barra.

5.3.1 Evolución de la Isla Barra

El análisis comparativo de la línea de costa utilizando imágenes aéreas de los años 1949, 1979, y 2016 como extremos y valor medio, muestra un incremento continuo de la línea de costa, a excepción de ambos extremos donde intervienen otros procesos particulares de las islas barras como muestra la Figura 11.

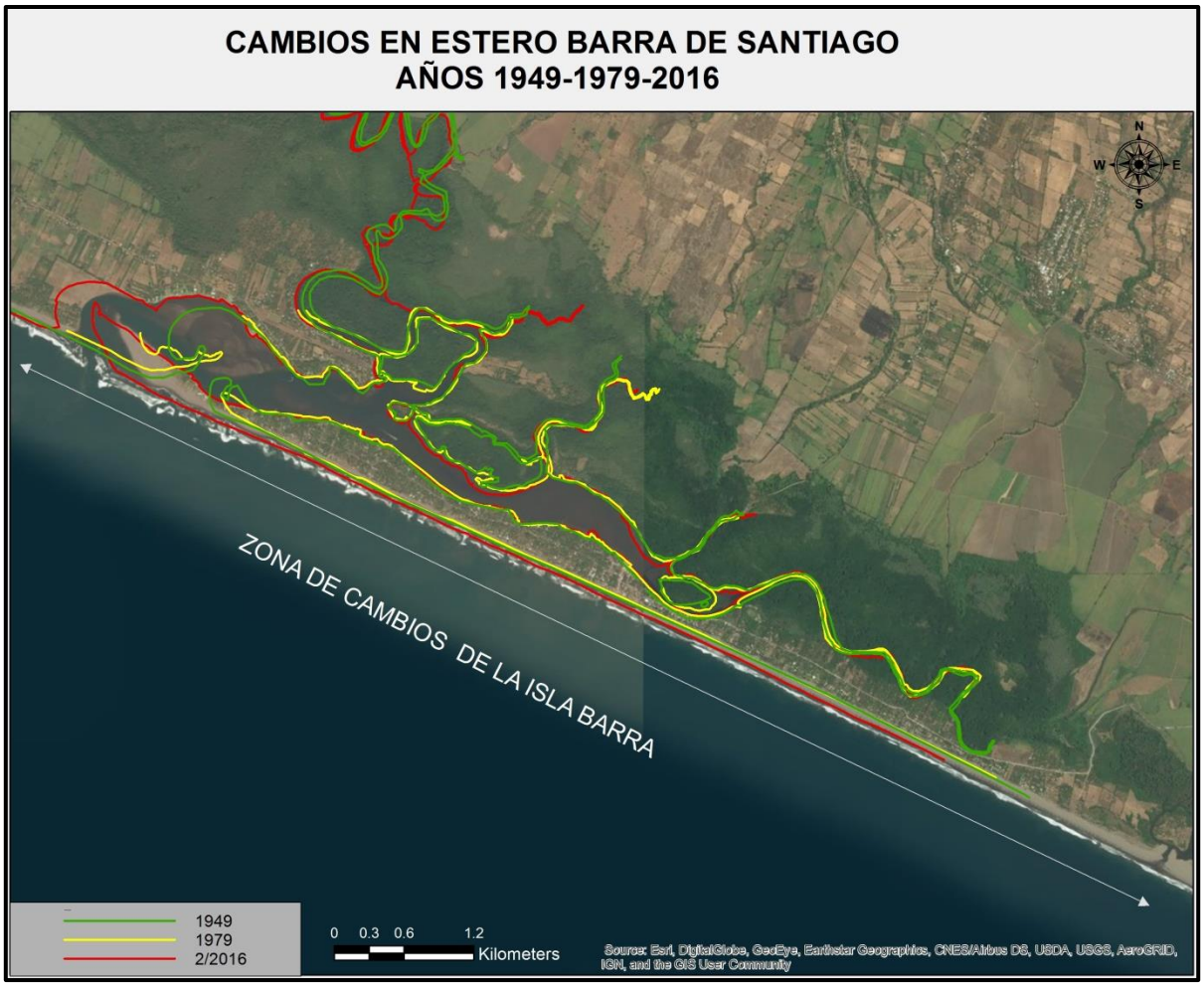


Figura 11: playa de la isla barra del estero Barra de Santiago, puede notarse el incremento en las líneas sucesivas correspondientes a los años indicados.

TABLA 7. CAMBIOS EN EL FRENTE DE PLAYA

Período	Distancia m	Tiempo Años	Cambio m/año	Efecto
1949-1979	+6	30	0.20	Sedimentación
1979-2016	+73	37	1.97	Sedimentación
1949-2016	+80	67	1.19	Sedimentación

En promedio para los 67 años de análisis la barra en su parte frontal ha crecido un promedio de 1.19 m/año, con un incremento importante durante los últimos años.
Durante el periodo de 1949 a1979, el frente de playa se incrementó a una tasa de 0.20 m/año, lo que representa una tasa baja de sedimentación ya que en 30 años la línea de costa incremento 6 metros en total.
Para el periodo de 1979 hasta el 2016, los incrementos en el frente de playa se intensificaron a 73 metros en 37 años, provocando una tasa de sedimentación de 1.97 m/año.

Para el caso de la bocana se tienen dos tipos de cambios diferentes: el lateral izquierdo se está erosionando y el lateral derecho se está sedimentando.
En el periodo comprendido entre 1949 y 1979, según se aprecia en las figura 12, hay un incremento en la acumulación de sedimentos en el lateral derecho de la bocana, lo que provocó un aumento notable en la forma de la barra, y un decremento en el lateral izquierdo o punta de la barra. Este comportamiento no vuelve a repetirse hasta el presente.
En los siguientes 37 años el lateral derecho retrocedió en un porcentaje mucho mayor a lo ganado en el primer periodo, es decir tuvo una importante erosión que contrasta con el crecimiento acelerado de la punta de la barra que se encuentra frente al área erosionada.

Es importante ver el comportamiento en conjunto de la bocana, pues los valores como se muestran en la tabla 8, muestran un balance entre los cambios erosivos con los sedimentarios.
En el periodo 1949-1979 ambos laterales de la boca estaban erosionándose a una tasa baja: 10 m/año el lateral izquierdo y 4 m/año la punta de la barra, en este periodo coincide también con también se tiene la mayor pérdida de manglar en la zona
En el periodo 1979-2016 el lateral izquierdo continúa erosionándose a una tasa de más del doble del primer periodo (21 m/año), pero la barra se sedimenta a un ritmo nueve veces mayor que durante el primer periodo. En este caso los cambios podrían estar unidos a una mayor frecuencia de eventos extremos que modificaron las condiciones del estero debido a grandes descargas de sedimentos que variaron la profundidad del mismo.

Para el periodo completo 1949-2016 puede verse un balance en los movimientos erosivos versus los sedimentarios, ya que lateralmente vemos una pérdida de 16 m/año en el lateral izquierdo contra una ganancia de 17 m/año en la punta de la barra.
Es decir que cuanto más largo es el periodo evaluado, es más evidente que existe un equilibrio en los procesos de erosión y sedimentación en la boca del estero. Esta situación no es aplicable al vaso del estero donde existen otros procesos de cambios.

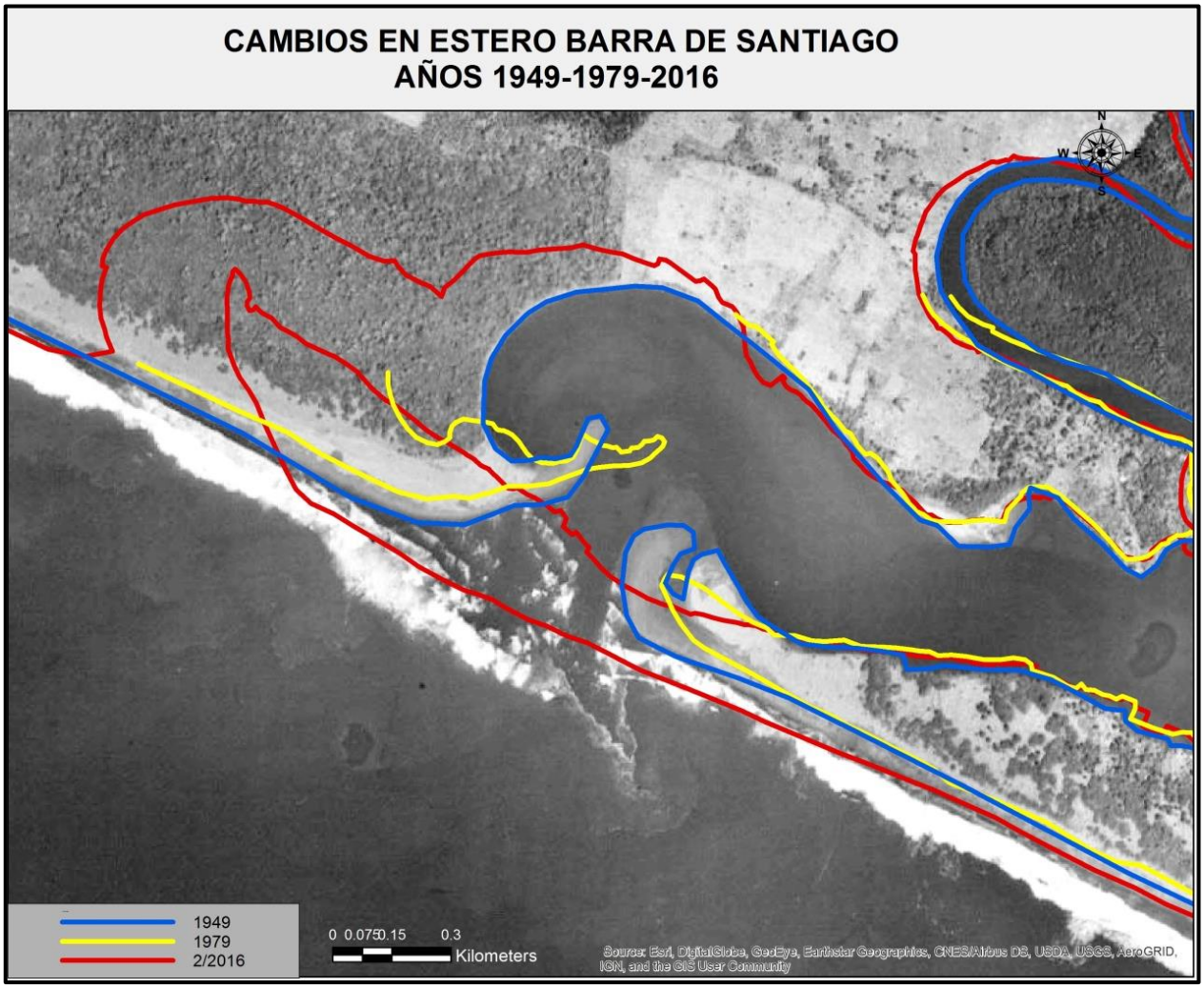


Figura 12. Línea de cambios para los años 1949, 1979 y 2016 en la bocana de la Barra de Santiago.

TABLA 8. CAMBIOS EN LOS LATERALES DE LA BOCANA

Período	CAMBIOS EN LATERAL IZQUIERDO			CAMBIOS EN PUNTA DE BARRA		
	Distancia m	Cambio m/año	Efecto	Distancia m	Cambio m/año	Efecto
1949-1979	-290	-10	Erosión	-122	-4	Erosión
1979-2016	-786	-21	Erosión	1335	36	Sedimentación
1949-2016	-1040	-16	Erosión	1170	17	Sedimentación

5.3.2 Evolución de los canales estero y manglar

El análisis de la secuencia de fotografía aéreas e imágenes de satélite del estero de Barra Santiago muestra los cambios al interior del canal principal, el vaso del estero y sus ramales secundarios, como puede verse en la figura 13. Estos cambios han sido significativos, principalmente para el crecimiento y consolidación de las islas interiores.

La figura 13 muestra una reconstrucción morfológica de la barra de Santiago desde 1949 hasta 2016, en ella se observa como aspecto muy importante la reducción del vaso del estero en el periodo 1949-1969, que incluye la consolidación de una isla y la reducción de los cauces interiores.

Un elemento importante a considerar es la disminución en el área cubierta por manglar como lo muestra la figura 16 lo que genera un rápido aumento de la sedimentación y el progresivo estrechamiento del canal principal del estero, muy acentuado en el periodo de 1949 a 1969 que coincide con el periodo en que hay una mayor pérdida del área de manglar.

Los canales secundarios que se observan en la secuencia de trazos de las imágenes, parecen tener pocos cambios a simple vista, solo el cierre de la isla del centro del canal, sin embargo al analizar las imágenes originales puede verse que aunque muchos canales no desaparecen totalmente el caudal que transportaban está fuertemente disminuido, lo que genera un cierre paulatino por la somerización de los cauces.
El mismo cambio está sucediendo en el canal principal o vaso del estero, esto puede verse en la imagen de falso color de la figura 14, donde los campos de sedimento se ven fuertemente incrementados entre la imagen de 1949 a 2015

En el caso de las islas la mayoría se ha visto incrementada en su área, respecto a lo que puede verse en la imagen de 1949, por lo que se esperaría que paulatinamente se unan a la parte ya consolidada.

En las figuras 15 y 16 puede verse la variabilidad tanto del vaso del estero y sus canales como de las reducciones que ha presentado el manglar en 67 años

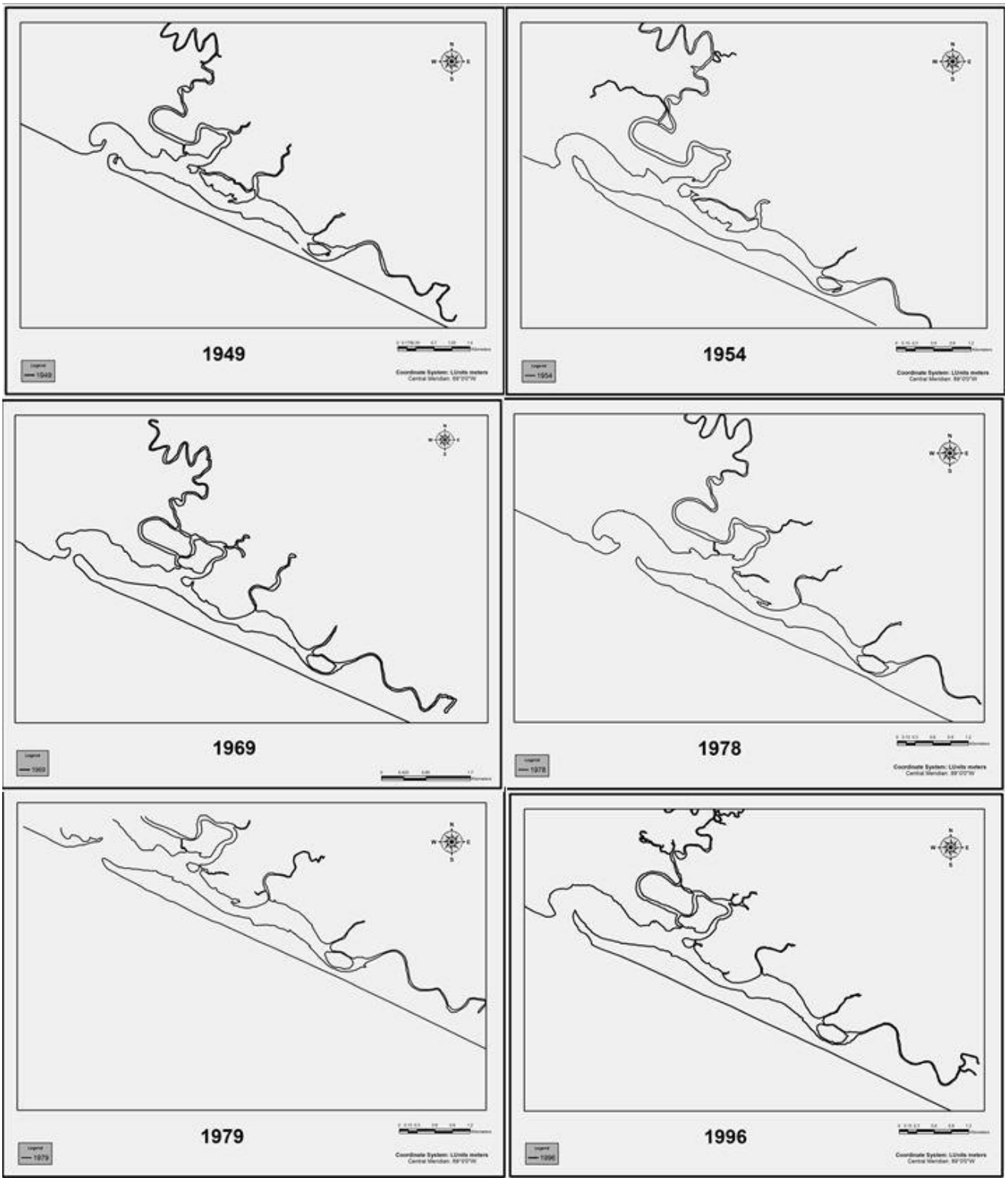


Figura 13: Composición de trazos de imágenes de 1949, 1954,1969, 1978, 1979, 1996, 2002, 2006, 2012 y 2016 que muestran la evolución del estero, los cambios que se producen en todas las partes del sistema estuarino.

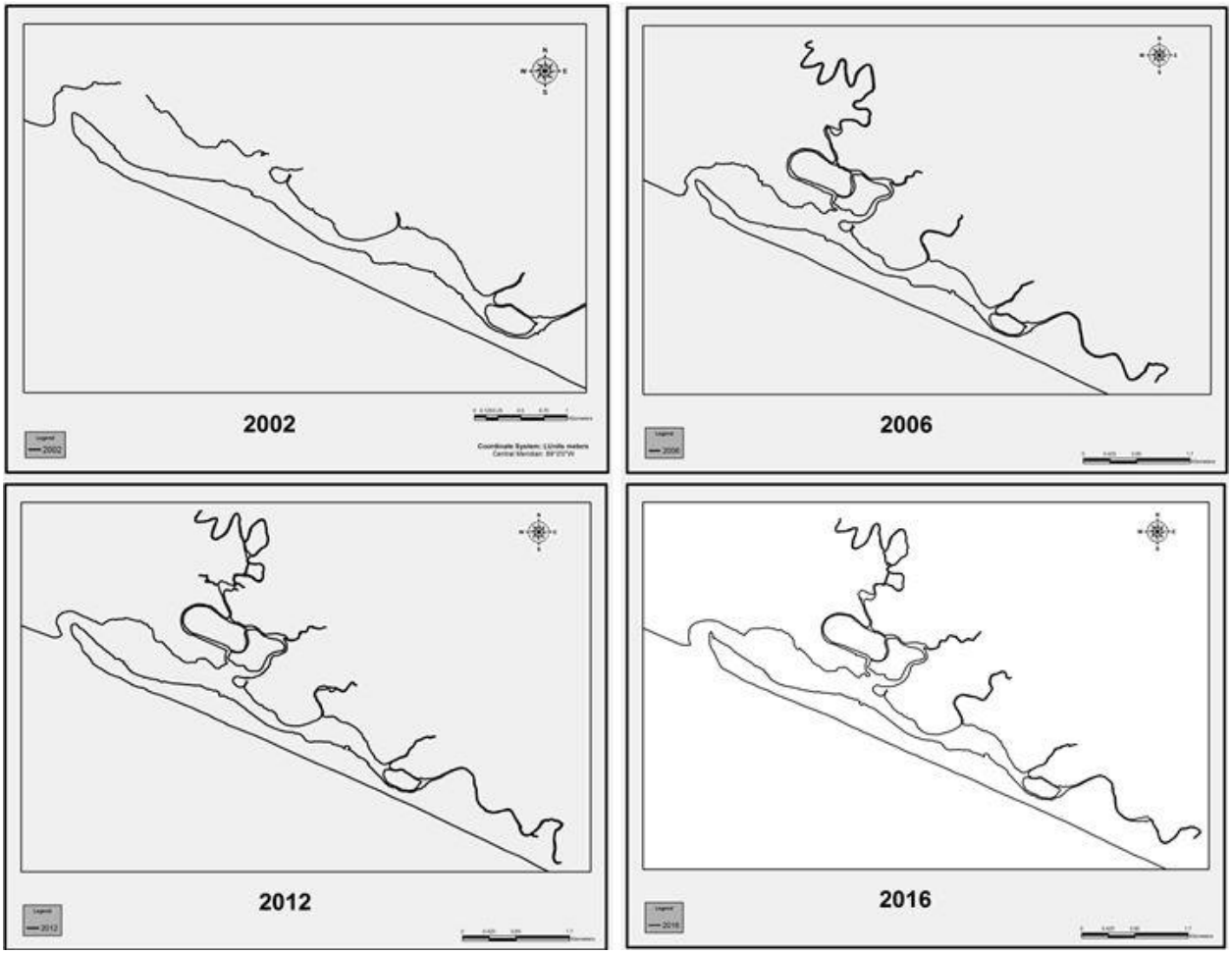


Figura 13: (continuación): Composición de trazos de imágenes de 1949, 1954,1969, 1978, 1979, 1996, 2002, 2006, 2012 y 2016 que muestran la evolución del estero, los cambios que se producen en todas las partes del sistema estuarino.

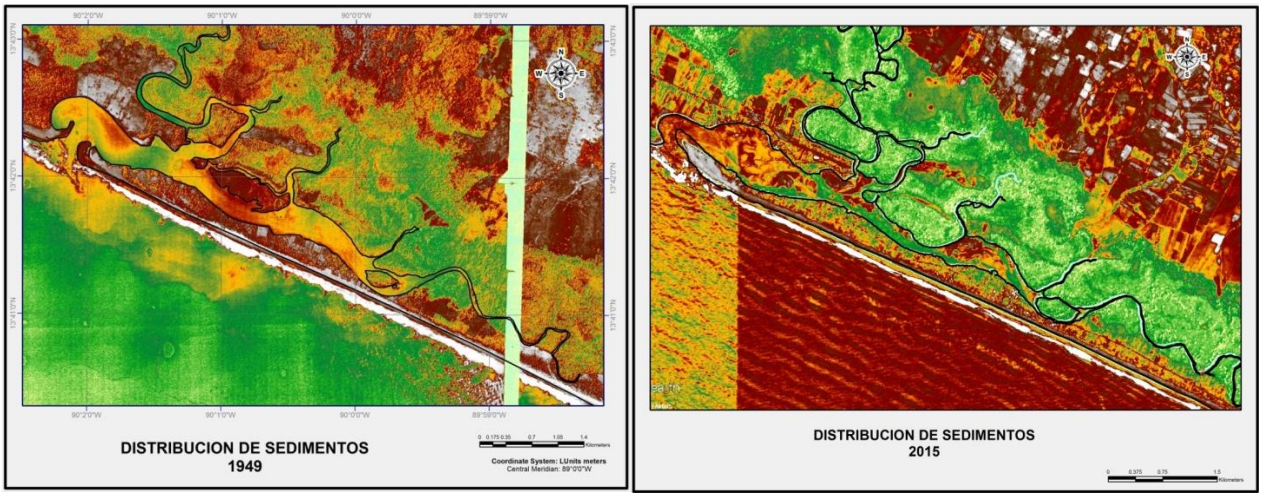


Figura 14: Composición de los cambios de cantidad de sedimentos del estero de Barra Santiago, de los años 1949, y 2015. Con respecto a 1949, el estero tiene un mayor volumen de sedimentos en su interior, lo que promueve el nacimiento de nuevas islas y la somerización de los canales.

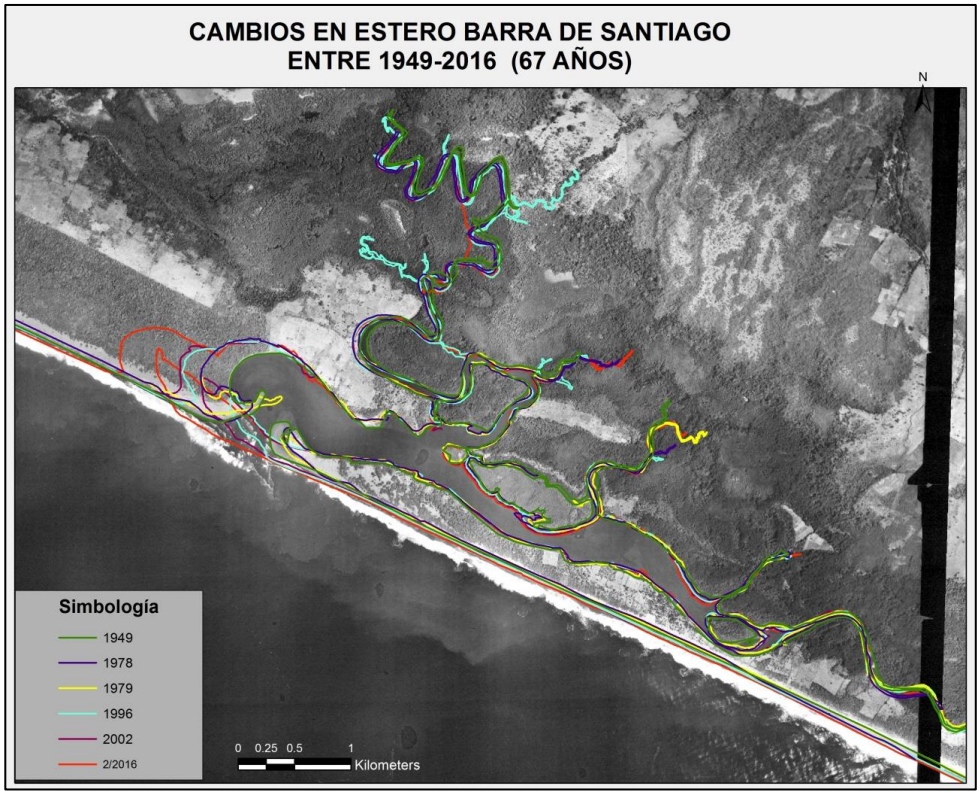


Figura 15: Composición de trazos de los cambios del estero de Barra Santiago, de los años 1949, 1978, 1979, 1996, 2002 y 2016

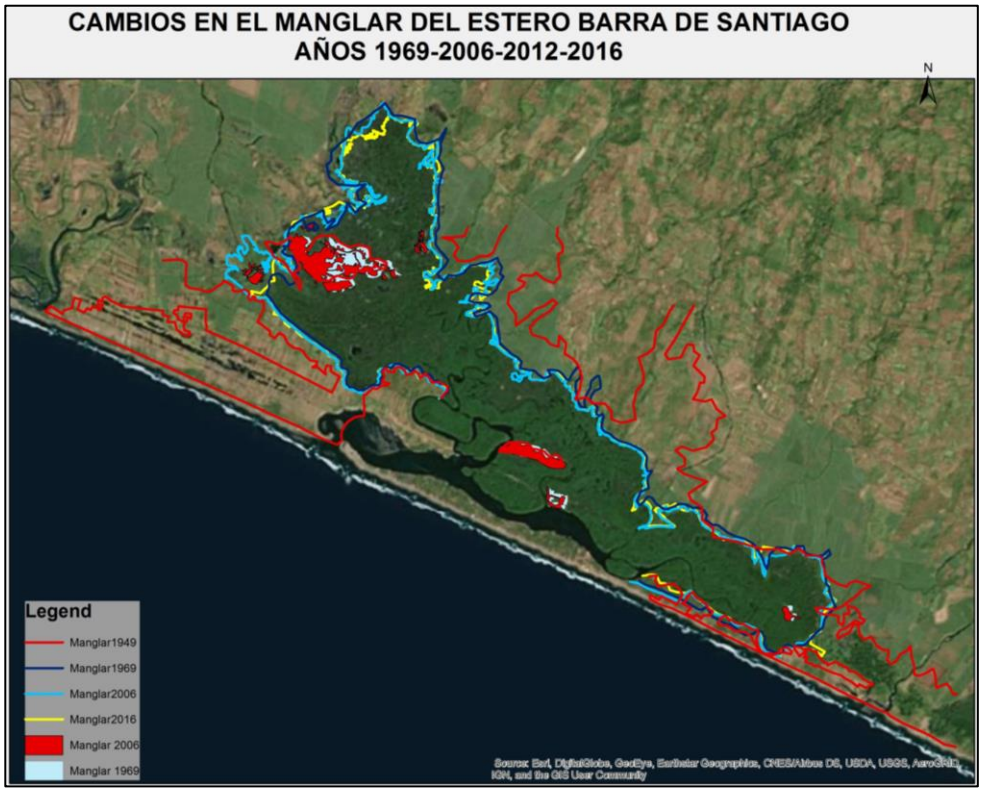


Figura 16: Composición de trazos de los cambios del manglar del estero de Barra Santiago, de los años 1949 y 2016

5.3.3 Estado Modal de la playa

Para determinar el estado morfodinámico de las playas, se utiliza el parámetro adimensional (Ω) o Índice de Dean (Wright y Short, 1984) que permite clasificar las playas en disipativas, reflectivas y cuatro estadios intermedios, atendiendo al parámetro de la ola y del tamaño del grano de sedimento (ecuación 1).

$$\Omega = \frac{H_b}{\overline{w_s} T}$$

Dónde:

Hb, altura de la ola de rompiente,
Ws, velocidad de caída del sedimento,
T, periodo de la ola.

Según esta ecuación, el valor 1 define el umbral de una playa reflectiva a intermedia, un valor 6, un umbral de intermedia a disipativa, por lo que las playas de tipo intermedias tienen un valor mayor que 1 e inferior a 6.
El procesamiento de los perfiles de playa, siguiendo esta ecuación permite clasificar a playa de la Barra de Santiago como playa disipativa, pues se obtuvo un valor de 8.5

Este resultado coincide con las consideraciones de Wright y Short (1983), quienes definieron que las playas disipativas se caracterizan por ser playas amplias con poca pendiente en la cara y en la zona de rompiente. Las olas rompen entre 200 m y 500 m de la línea de costa.

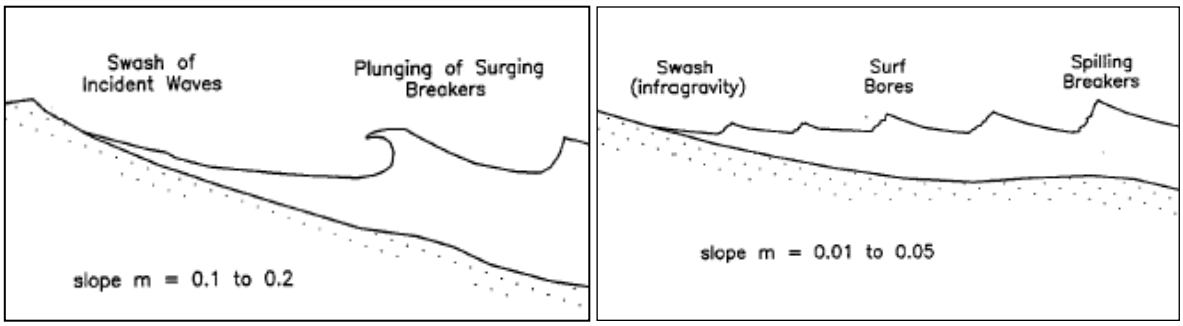


Figura 17: muestran a modo de ejemplo las diferencias entre las playas disipativas y reflectivas.

6. Resultados y discusión.

Basándose en los promedios se infiere que la barra está sedimentándose a un ritmo medio de 1.19 metros por año y que su mayor tasa de sedimentación, es la del periodo de 1979 a 2016 cuando la ganancia alcanzo los 73 metros. Este efecto no es muy perceptible por la población que habita el lugar debido a la amplitud natural de la playa y a la baja tasa de crecimiento anual. En este caso hay factores que no se han evaluado en este trabajo, como son los eventos meteorológicos y oceanográficos históricos, los que modifican los perfiles de playa principalmente en el caso de playas que según su estado modal son de alta energía como la de la barra de Santiago.

Para la bocana el sistema a largo plazo (67 años de evaluación) está en equilibrio, a pesar de la fuerte erosión del lateral izquierdo que se compensa con el acelerado crecimiento de la punta de la barra.

El manglar tuvo una fuerte depredación durante el periodo 1949-1969 lo probablemente provoco un desbalance que se reflejó en un incremento de la erosión en la bocana del estero. Luego durante los años siguientes hasta la actualidad el estero no parece haber tenido cambios de importancia comparados con la depredación del periodo 1949-1969

Finalmente las islas que se encuentran dentro del vaso del estero se observan en una fase estable que evolucionara continuando con su el crecimiento al disminuir las profundidades del estero como consecuencia de la carga de los sedimentos arrastrados por los canales.
Los canales por su parte se cerraran paulatinamente al disminuir su tirante hidráulico como lo han hecho ya algunos de los ramales que conformaban el manglar.

Las figuras 18 y 19 muestran los periodos extremos evaluados, es decir para ambos casos tanto el manglar como el estero se tomó el periodo completo 1949-2016.

Es más evidente el cambio a largo plazo, aunque esto también es una limitante del estudio porque se necesita periodos mucho más grandes para que esta comparación sea vinculante en un cien por ciento con la historia geológica de la planicie. Sin embargo es posible ver la tendencia que se tiene actualmente tanto de la barra como de los movimientos del canal principal.

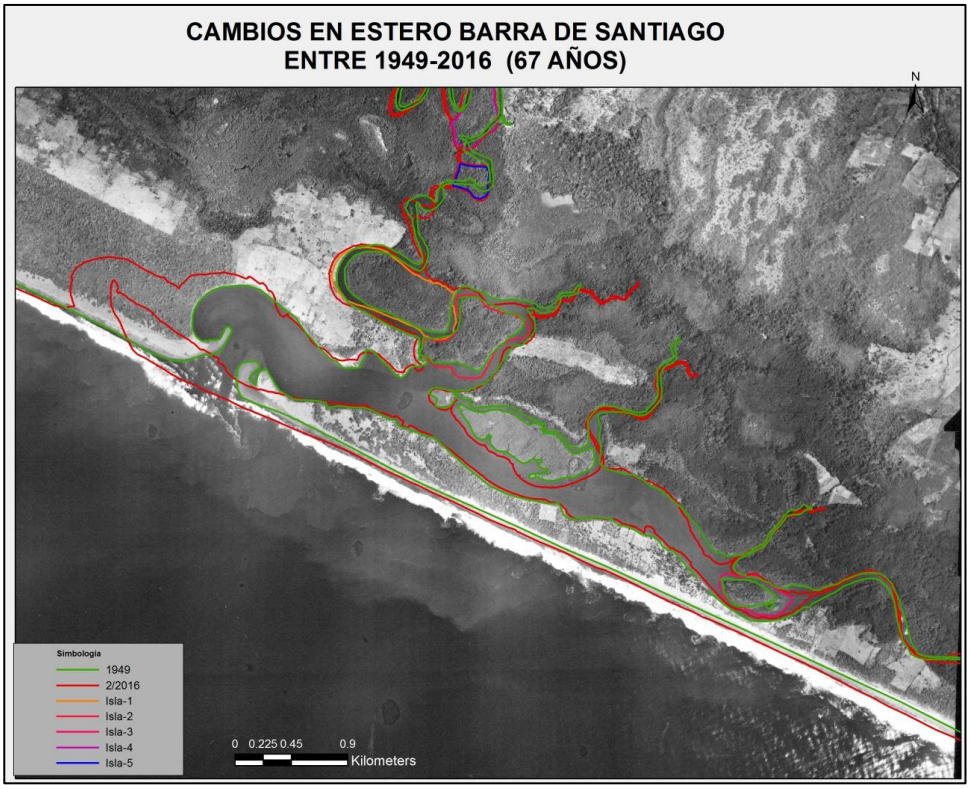


Figura 16: Composición de trazos de los cambios del estero de Barra Santiago, de los años 1949 y 2016

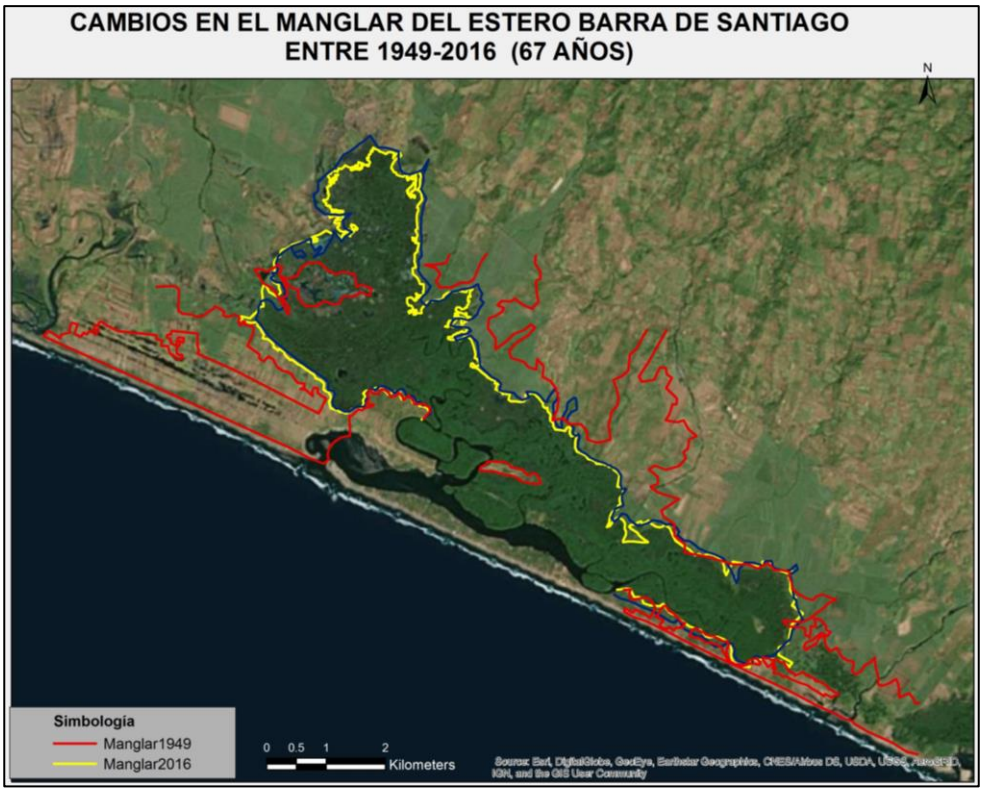


Figura 16: Composición de trazos de los cambios del manglar del estero de Barra Santiago, de los años 1949 y 2016

7. Conclusiones

A partir de los datos analizados concluimos lo siguiente.

- La barra de Santiago, en su parte frontal al Océano Pacifico, está en un proceso de crecimiento y se ha visto incrementado en la segunda mitad del periodo evaluado 1949-2016

- La bocana del estero de Barra de Santiago se encuentra en equilibrio porque está compensando la erosión del lateral izquierdo con el crecimiento de la punta de la barra.

- Los canales internos del manglar se están azolvando, lo que puede verse en su reducción del ancho del caudal y la unión de las islas al continente.

- El manglar no tiene cambios que se perciban a simple vista, a excepción de los ocurridos en el periodo 1949-1969 sin embargo, el azolvamiento de los canales provocará a mediano plazo la reducción del bosque salado.

- En general podemos decir que el sistema del estero de Barra de Santiago, se está sedimentando, tanto en su barra frontal como dentro del vaso del estero, sin embargo al ser una playa de alta energía está sujeta a cambios importantes si durante un evento extremo se modificaran las condiciones actuales.

8. Bibliografía

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

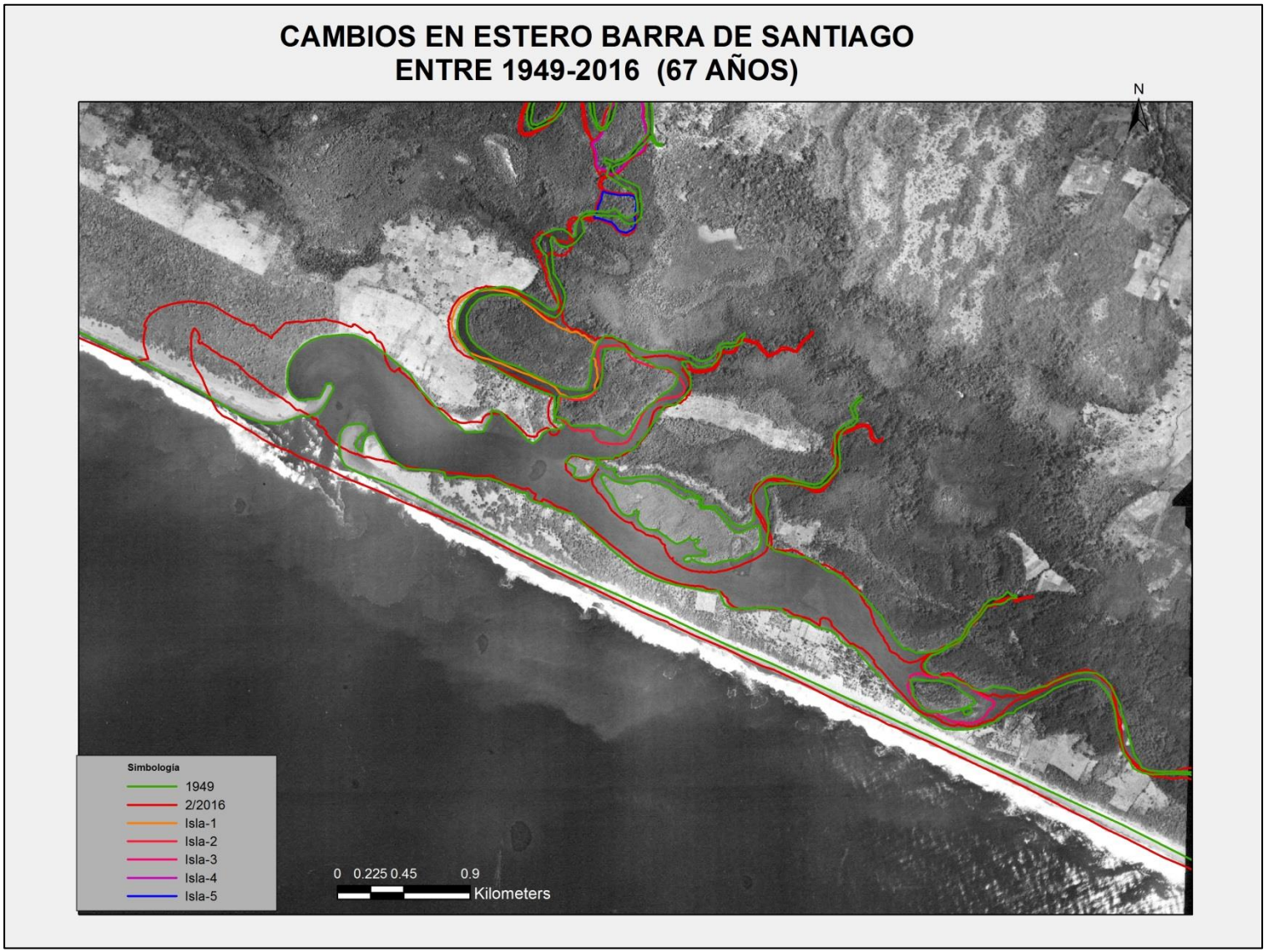
9. ANEXOS

A-1 Mapa de cambios en estero Barra de Santiago entre 1949 -2016 (67 años)

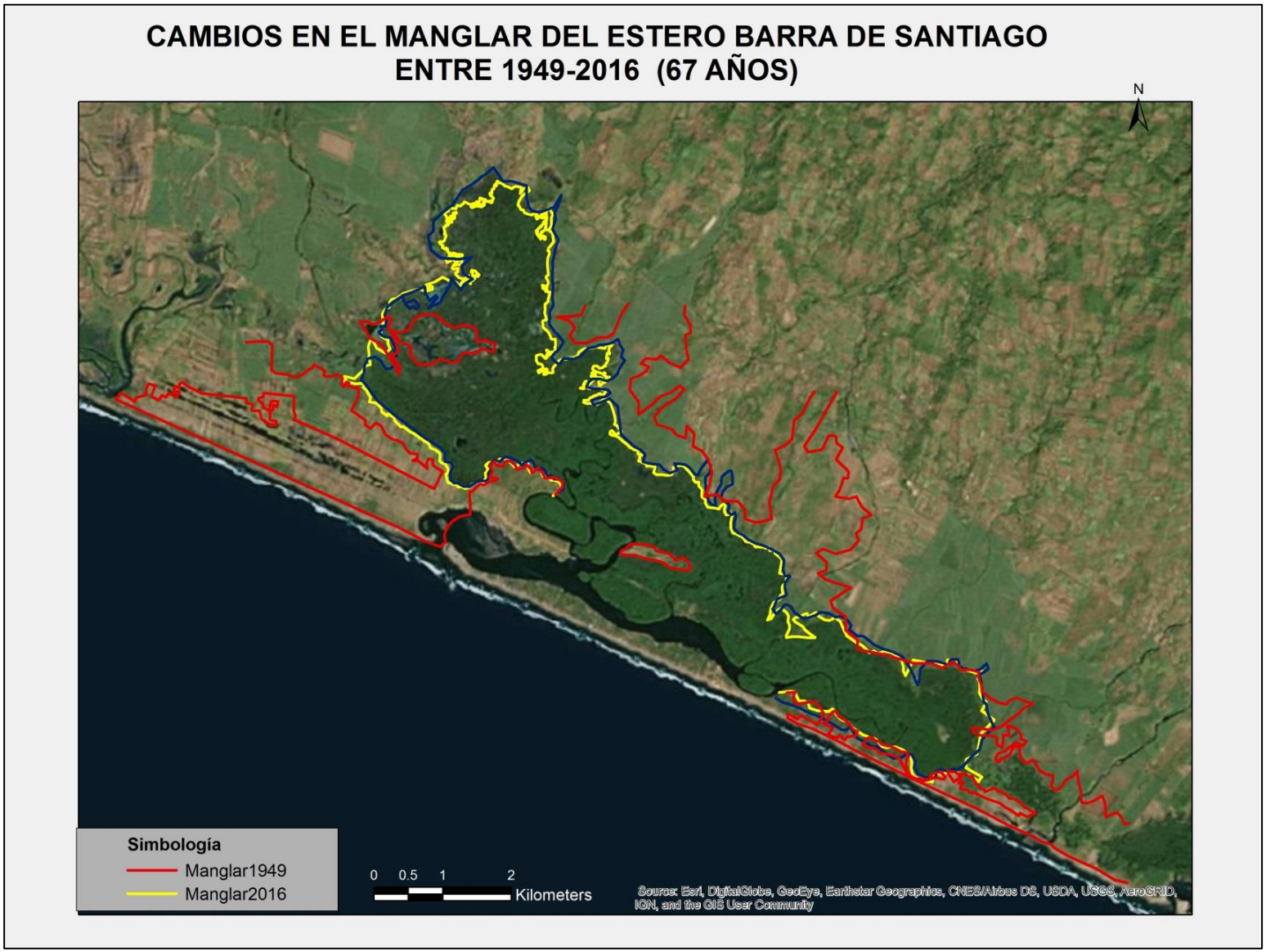
A-2 Mapa de cambios en el manglar del estero Barra de Santiago entre 1949 -2016 (67 años)

A-3 secuencia de imágenes con trazo del estero de Barra de Santiago de los años 1949, 1954, 1969, 1978, 1979, 1996, 2006, 2012 y 2016

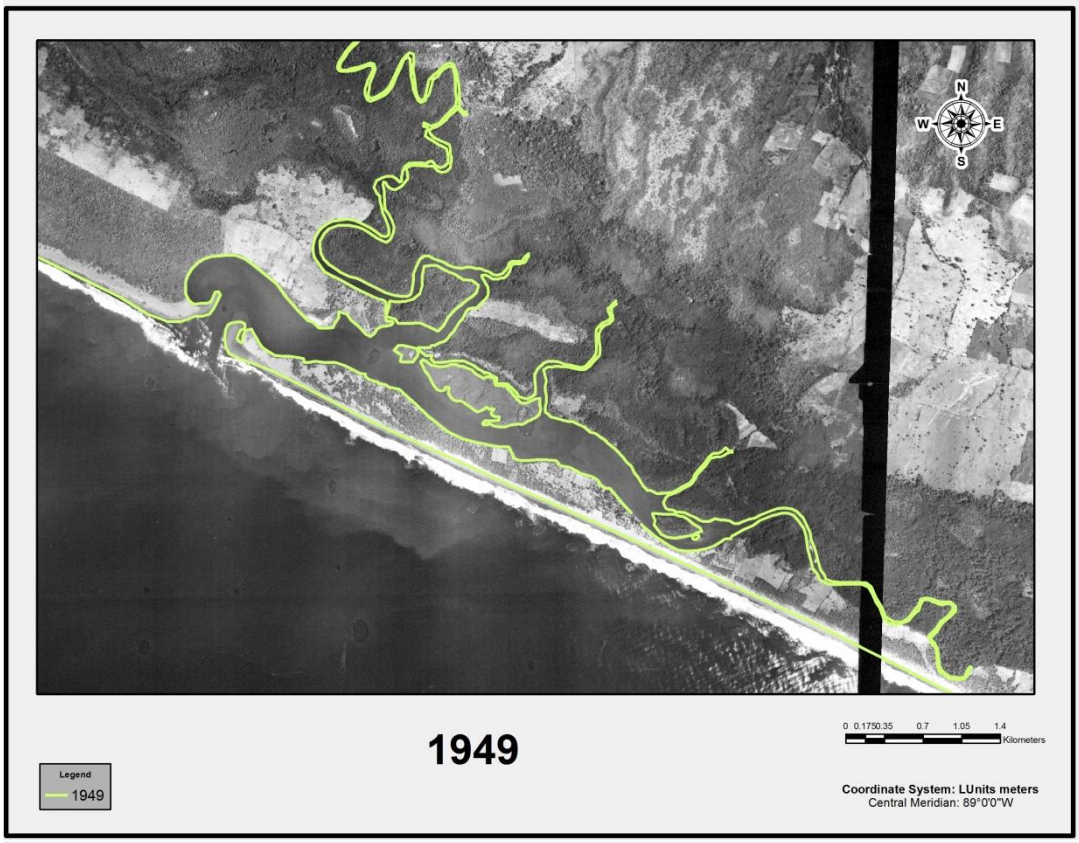
A-1

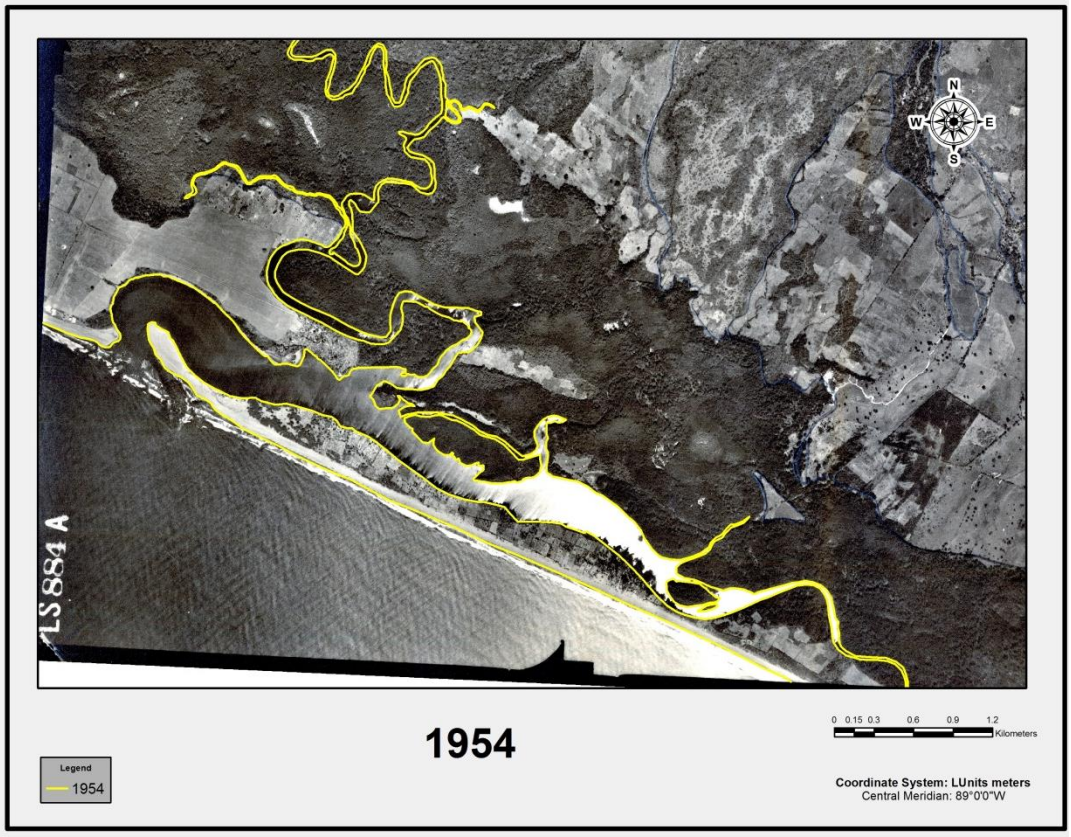

CAMBIOS EN ESTERO BARRA DE SANTIAGO
ENTRE 1949-2016 (67 AÑOS)
N
Simbología
1949
2/2016
Isla-1
Isla-2
Isla-3
Isla-4
Isla-5
0 0.225 0.45 0.9
Kilometers

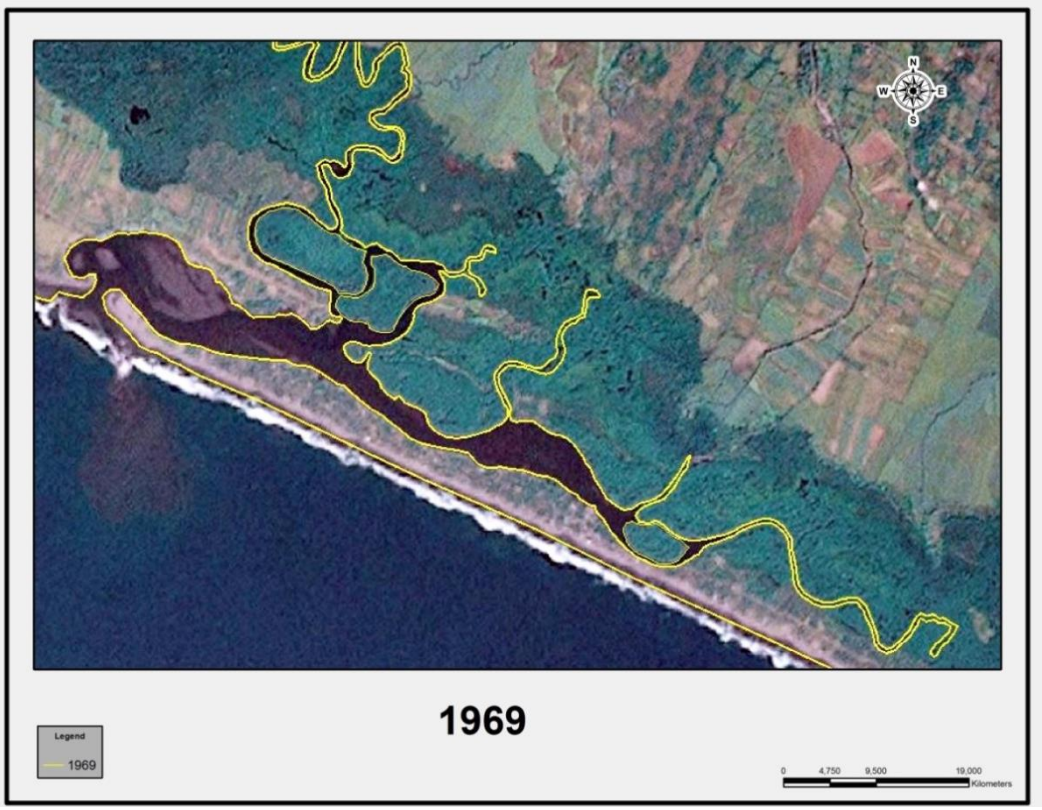
A-2

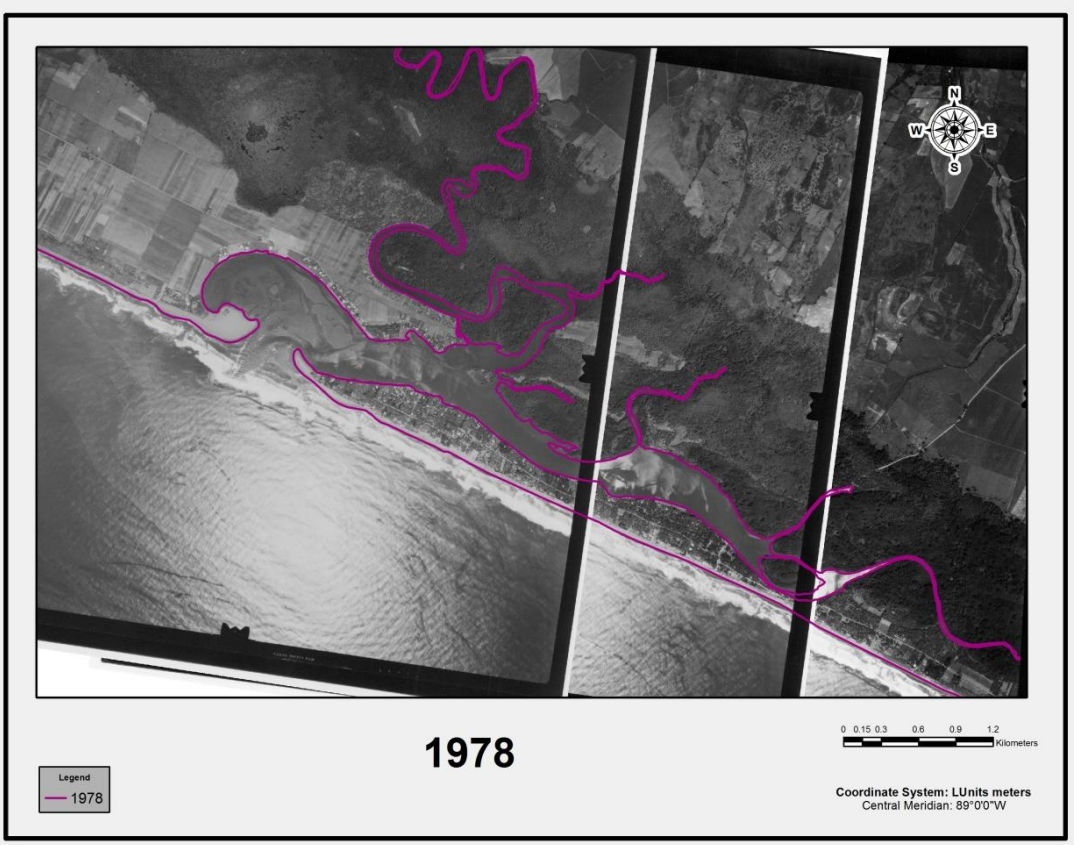

CAMBIOS EN EL MANGLAR DEL ESTERO BARRA DE SANTIAGO
ENTRE 1949-2016 (67 AÑOS)
N
Simbología
Manglar1949
Manglar2016
0 0.5 1 2
Kilometers
Source: Esri, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/Airbus DS, USDA, USGS, AeroGRID, IGN, and the GIS User Community

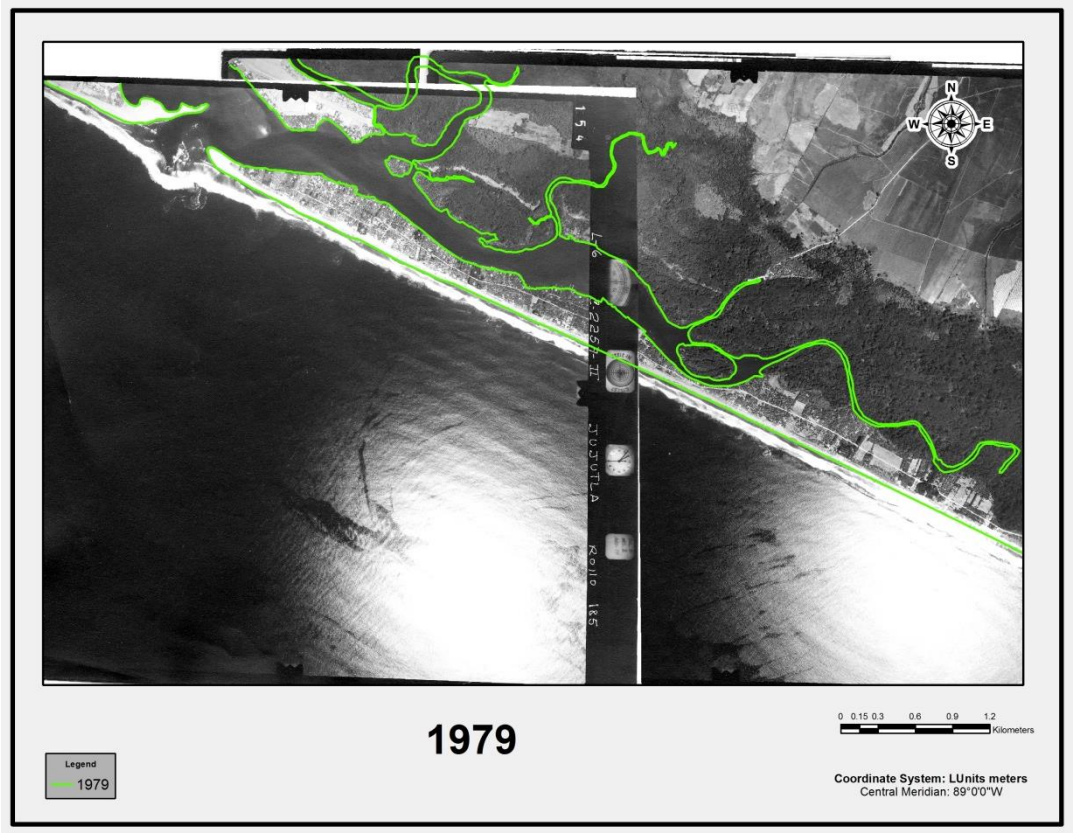
A-3

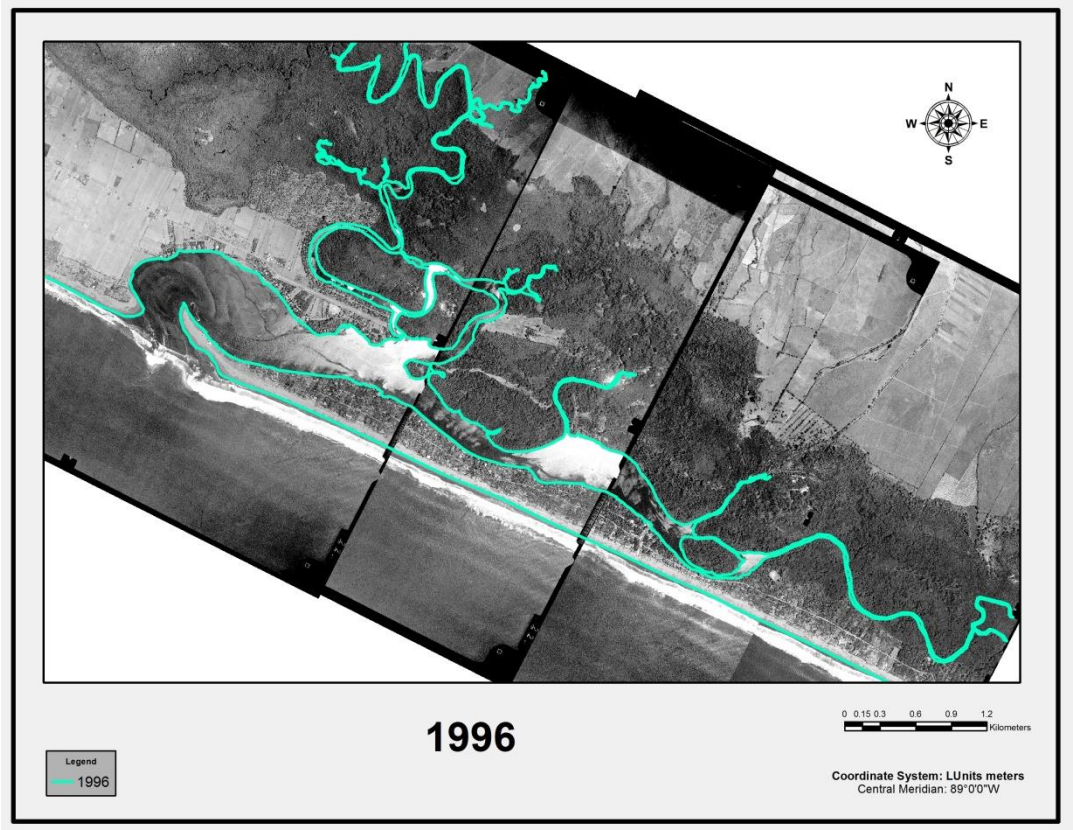

N
W
E
S
1949
0 0.1750.35 0.7 1.05 1.4
Kilometers
Legend
1949
Coordinate System: LUnits meters
Central Meridian: 89°0'0"W

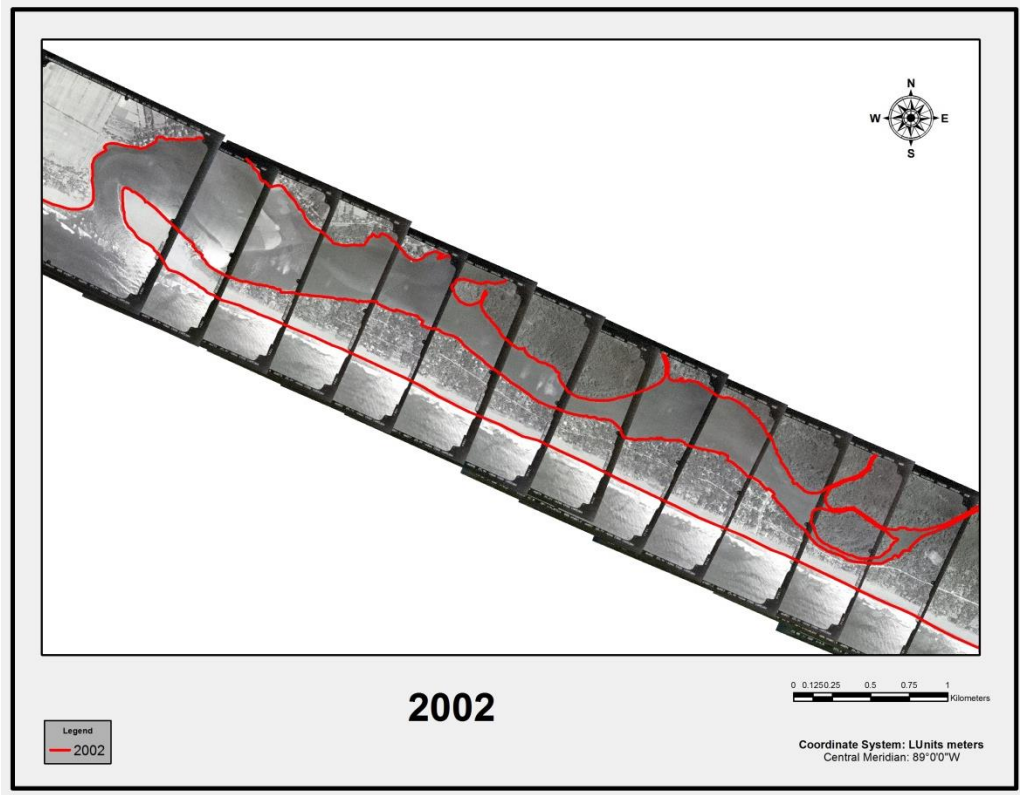

N
W
E
S
LS 884 A
1954
0 0.15 0.3 0.6 0.9 1.2
Kilometers
Legend
1954
Coordinate System: LUnits meters
Central Meridian: 89°0'0"W

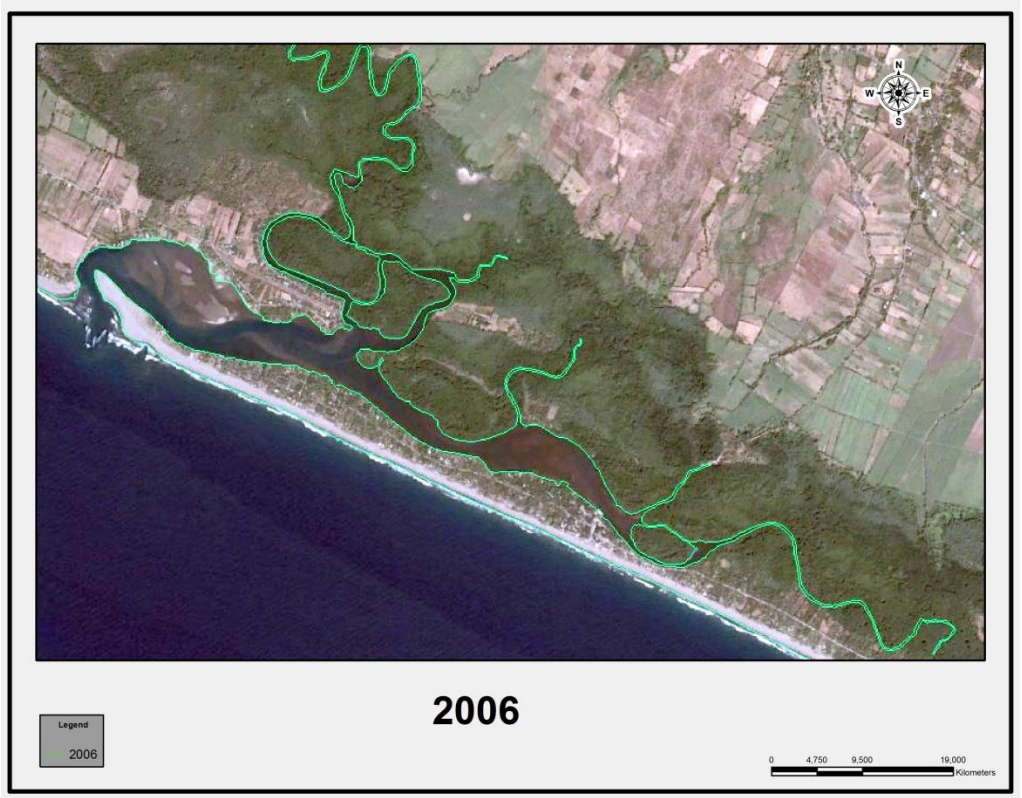

N
W
E
S
1969
Legend
1969
0
4,750
9,500
19,000
Kilometers

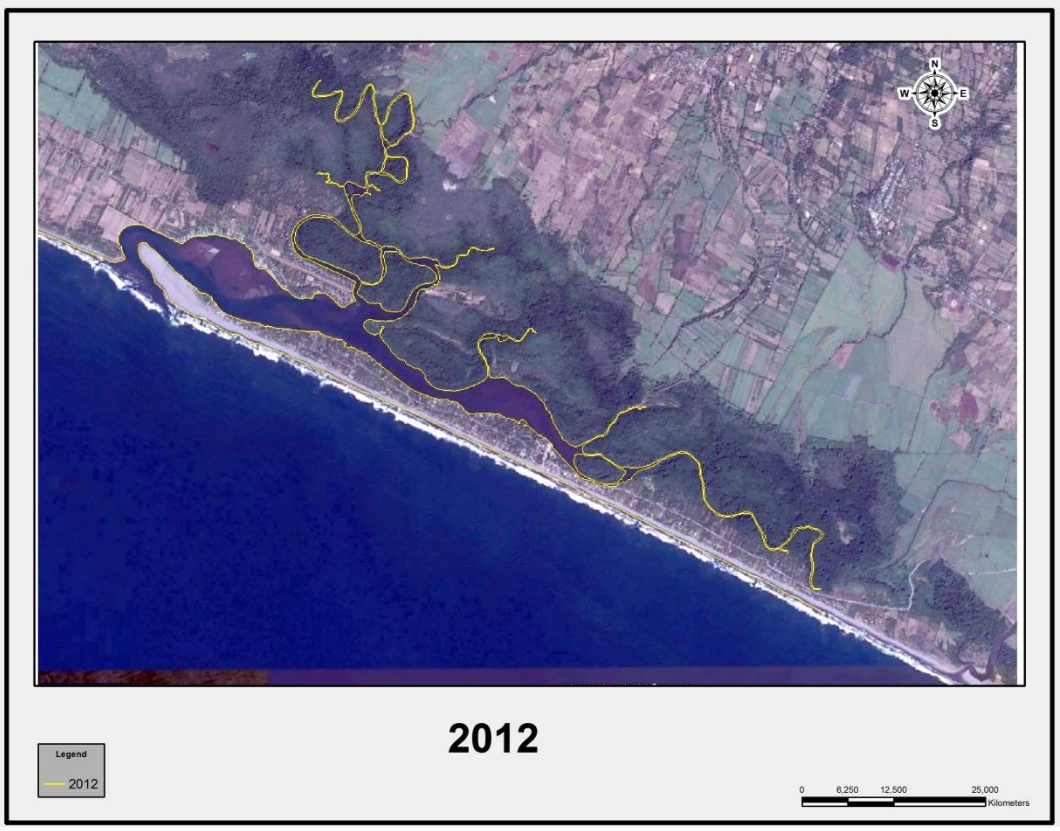

N
W
E
S
1978
Legend
1978
0 0.15 0.3 0.6 0.9 1.2
Kilometers
Coordinate System: LUnits meters
Central Meridian: 89°0'0"W

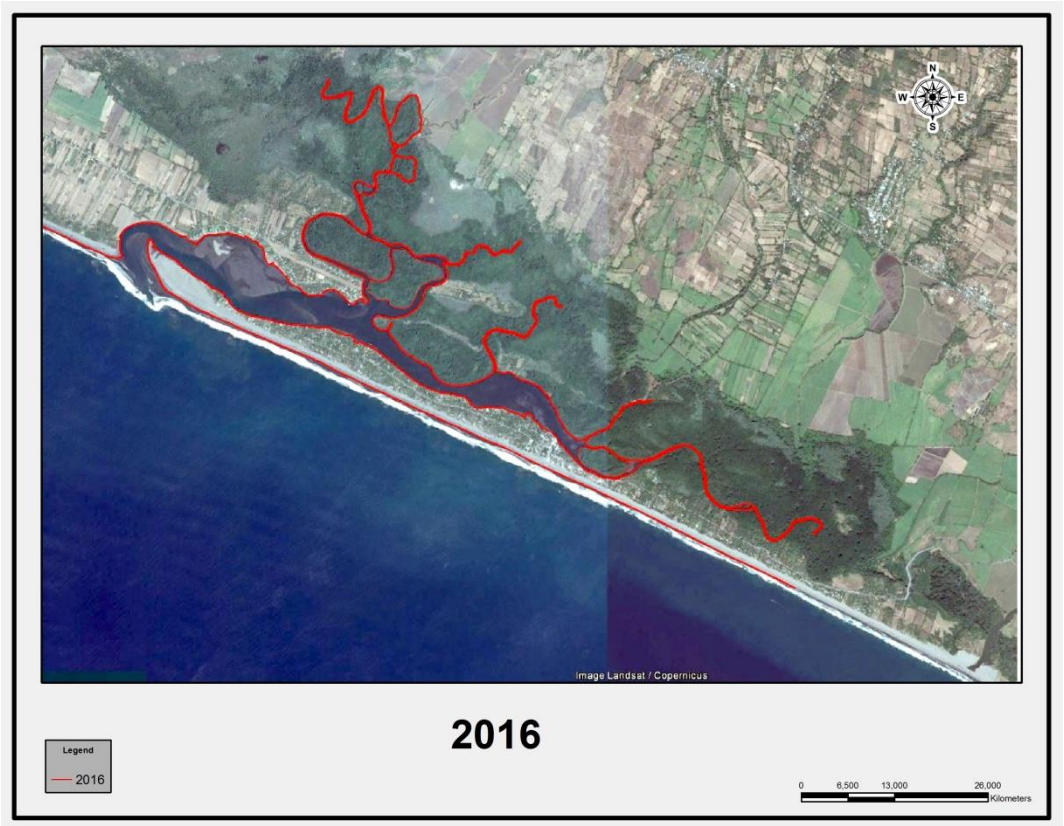

N
W
E
S
1979
Legend
1979
0 0.15 0.3 0.6 0.9 1.2
Kilometers
Coordinate System: LUnits meters
Central Meridian: 89°0'0"W


N
W
E
S
1996
Legend
1996
0 0.15 0.3 0.6 0.9 1.2
Kilometers
Coordinate System: LUnits meters
Central Meridian: 89°0'0"W


N
W
E
S
2002
Legend
2002
0 0.1250.25 0.5 0.75 1
Kilometers
Coordinate System: LUnits meters
Central Meridian: 89°0'0"W


N
W
E
S
2006
Legend
2006
0 4,750 9,500 19,000
Kilometers


N
W
E
S
2012
Legend
2012
0
6,250
12,500
25,000
Kilometers


N
W
E
S
Image Landsat / Copernicus
2016
Legend
2016
0
6,500
13,000
26,000
Kilometers