

# **ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL**

## **FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS**

### **MORFO-TECTÓNICA DE LA PENÍNSULA DE MANTA E ISLA DE LA PLATA Y SU RELACIÓN CON LOS PROCESOS DE SUBDUCCIÓN**

#### **PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERA GEÓLOGA**

**ANDREA LIZETH CISNEROS MEDINA**  
andrea.cisneros.medina@gmail.com

**DIRECTOR: Dra. ALEXANDRA ALVARADO**  
aalvarado@igepn.edu.ec

**CO-DIRECTOR: Dra. MARIANNE SAILLARD**  
saillard@geoazur.unice.fr

**Quito, Marzo 2017**

## DECLARACIÓN

Yo Andrea Lizeth Cisneros Medina, declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentada para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

---

Andrea Cisneros Medina

## CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Andrea Lizeth Cisneros Medina, bajo mi supervisión.

---

**Dra. ALEXANDRA ALVARADO**  
**DIRECTOR DEL PROYECTO**

## AGRADECIMIENTO

Un grande y especial agradecimiento a Marianne Saillard que me ha guiado a lo largo de todo este proyecto, gracias por el interés y dedicación que ha puesto en este trabajo. Nunca podría terminar de agradecer todas las enseñanzas que me ha transmitido. Merci por eso.

A la Dra. Alexandra Alvarado gracias a quien ha sido posible este proyecto, gracias por la confianza y el apoyo para lograr este trabajo.

Gracias a Laurence Audin y científicos del IRD que se han interesado y colaborado de alguna manera en este trabajo.

A mis profesores de la EPN que me han sabido transmitir sus conocimientos y amor por esta gran profesión. En especial al Dr. Reyes que ha apoyado este trabajo y cuyas enseñanzas en clase y en campo nunca se olvidaran.

A mis compañeros y amigos de la Poli que han compartido conmigo toda esta experiencia geológica en especial a Alexandra, Mauricio, Gaby, Mari que han estado desde un principio brindándome su amistad en las aulas, en el campo y en la vida.

A mis amigos de la vida, me faltarían hojas y palabras para agradecerles a todos y cada uno de ustedes la amistad y las experiencias compartidas.

A José Andrés, gracias por estos años y por todo lo aprendido juntos.

Gracias infinitas a mis padres por sus sacrificios para que esta meta se cumpla y a mis hermanos por ser la mejor compañía que puedo pedir.

A la literatura que sigue a mi lado desde el primer libro.

**DEDICATORIA**

*A mi hermano Matías que ha sido mi motor para seguir adelante y que me ha enseñado que en la debilidad se encuentra la mayor fortaleza.*

*A mis padres sin los cuales ninguno de mis logros hubiese sido posible, gracias por su sacrificio y su eterna confianza y apoyo, por haber estado conmigo en todas las batallas y pesar de todos los obstáculos.*

## RESUMEN

La Península de Manta y la Isla de La Plata se encuentran frente a la Cordillera de Carnegie que actualmente está siendo subducida bajo la placa superior; en el límite Sur de la zona de ruptura sísmica de los grandes sismos inter-placas registrados, hay que indicar que al sur de la península también han ocurrido sismos en el margen ecuatoriano.

La actividad tectónica que ha tenido lugar en la zona de estudio se evidencia con la presencia de 6 niveles de terrazas marinas en la Isla de La Plata y al menos 17 niveles en la Península de Manta, cuya cartografía ha permitido determinar una tasa de levantamiento de  $0.6 \pm 0.08$  mm/a aproximadamente para la Isla de La Plata,  $0.35 \pm 0.03$  mm/a para la zona norte de la península y una tasa de levantamiento aproximada de  $0.3 \pm 0.03$  mm/a para el sur de la península; es evidente que el norte de la península se está levantando con una tasa mayor que el sur. Esta diferencia entre el norte y sur de la península evidencia procesos mucho más complejos y profundos probablemente relacionados con las propiedades friccionales de la interplaca de subducción. Esos procesos están modelando las formas en superficie y caracterizan una zona de barrera sísmica, que hemos denominado aquí “discontinuidad de El Aromo” y que divide la zona norte de la zona sur.

## ABSTRACT

The Manta Peninsula and La Plata Island are located in the central coast of Ecuador in front of the Carnegie Ridge which is currently being subducted under the Sudamerican plate, at the southern limit of the seismic rupture zone of the large inter-plate earthquakes recorded, it should be noted that south of the peninsula earthquakes has also occurred in the Ecuadorian margin.

The tectonic activity in the study area is evidenced by the presence of 6 levels of marine terraces in La Plata Island and at least 17 levels in the Peninsula of Manta. The mapping of these levels of marine terraces has allowed to determine an uplift rate of  $0.6\pm 0.08$  mm/yr for the Island of La Plata,  $0.35\pm 0.03$  mm/yr for the northern part of the peninsula and a survey rate of about  $0.3\pm 0.03$  mm/yr for the south of the peninsula, it is evident that the uplift rate of the northern zone is higher than the southern zone. The difference between the north and south of the peninsula shows much more complex and deep processes probably related to the frictional proprieties of the subduction interplate. These processes are shaping the surface forms and define a seismic barrier called "the discontinuity of El Aromo" that divides the northern zone of the south zone.

## TABLA DE CONTENIDO

<b>1. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
1.1. OBJETIVOS DEL ESTUDIO.....	3
1.1.1. Objetivo Principal .....	3
1.1.2. Objetivos Específicos.....	3
1.2. ALCANCE.....	3
1.3. ÁREA DE ESTUDIO.....	3
1.4. METODOLOGÍA .....	4
<b>2. CONTEXTO GEOLÓGICO Y ESTUDIOS ANTERIORES .....</b>	<b>6</b>
2.1. MARCO GEODINÁMICO.....	6
2.1.1 Cordillera de Carnegie .....	7
2.1.2 Dominios estructurales del Ecuador.....	9
2.2. MARCO ESTRATIGRAFICO DE LA ZONA DE ESTUDIO .....	10
2.3. MARCOS SÍSMICO.....	13
2.4. MARCOS MORFO-TECTONICOS.....	15
2.4.1 Estudios anteriores .....	15
<b>3. ANÁLISIS MORFO-TECTÓNICO.....</b>	<b>21</b>
3.1. DEFINICIONES .....	21
3.1.1 Formación, morfología y preservación de terrazas marinas.....	22
3.1.2 Ciclos Eustáticos .....	27
3.2. LA ISLA DE LA PLATA .....	29
3.2.1. Cartografía de terrazas marinas.....	29
3.2.2. Tectónica de la Isla de la Plata .....	34
3.3. PENÍNSULA DE MANTA.....	35
3.3.1. Cartografía de Terrazas Marinas .....	35
3.3.2. Tectónica de la península de Manta .....	61
<b>4. ANÁLISIS DE LA RED DE DRENAJE.....</b>	<b>65</b>
4.1. CARACTERÍSTICAS DE LAS LÍNEAS DE DRENAJE .....	67
4.1.1. Perfiles de Ríos.....	69
4.2. ANÁLISIS HIPSOMÉTRICO .....	75
4.2.1. Definiciones .....	75
4.2.2. Análisis de las curvas hipsométricas .....	76

<b>5. INTERPRETACIÓN .....</b>	<b>78</b>
5.1. DETERMINACIÓN DE LAS TASAS DE LEVANTAMIENTO .....	78
5.1.1. Conceptos .....	78
5.1.2. Correlación con estados isotópicos .....	79
5.1.3. Calculo de las tasas de levantamiento .....	80
5.2. CORRELACION ENTRE NIVELES DE TERRAZAS MARINAS.....	81
5.2.1. Correlación espacio temporal entre los niveles de terrazas marinas de Montecristi y el resto de la Península de Manta .....	81
5.2.2. Correlación espacio temporal entre los niveles de terrazas marinas de la Isla de La Plata y la Península de Manta .....	82
<b>6. DISCUSIÓN.....</b>	<b>85</b>
6.1. DISCREPANCIAS CON ESTUDIOS ANTERIORES .....	85
6.1.1. Cartografía de niveles de terrazas marinas y tectónica de la zona .....	86
6.1.2. Tasas de levantamiento .....	87
6.2. MORFOLOGÍA DE LAS TERRAZAS MARINAS Y DISCONTINUIDAD EL AROMO .....	89
6.3. EFECTO DE CARNEGIE Y PROCESOS DE SUBDUCCIÓN .....	92
<b>7. CONCLUSIONES.....</b>	<b>96</b>
<b>REFERENCIAS.....</b>	<b>105</b>

## INDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.1</b> Distribución espacial del acoplamiento intersísmico lo largo de la interfaz de la placa de subducción.....	2
<b>Figura 1.2</b> Ubicación de la zona de estudio.....	4
<b>Figura 2.1</b> Ambiente tectónico que muestra las fallas mayores y el movimiento de las placas relativo según datos GPS y el modelo cinemático mundial NUVEL-1, anomalías magnéticas y volcanes activos.....	6
<b>Figura 2.2</b> Reconstrucción del Ridge de Carnegie.....	7
<b>Figura 2.3</b> Eventos Geológicos atribuidos a la subducción de Carnegie.....	8
<b>Figura 2.4</b> Dominios Estructurales principales: Zona Costera, Zona Andina y Zona Oriental.....	9
<b>Figura 2.5</b> Mapa Geológico de la zona de estudio .....	10
<b>Figura 2.6</b> Mapa histórico de epicentros (catálogo1994-2007 RENSIG).....	14
<b>Figura 2.7</b> Distribución del acoplamiento interseísmico (ISC) a lo largo de la zona de subducción ecuatoriana derivada de la inversión de las velocidades GPS intersísmicas.....	15
<b>Figura 2.8</b> Esquema estructural del Arco de Talara.....	16
<b>Figura 2.9</b> Bosquejo geomorfológico de la Isla de La Plata, que muestra la distribución de las cuatro terrazas marinas y Reconstrucción palinospástica del Plioceno medio de la actual zona de Cabo San Lorenzo .....	18
<b>Figura 2.10</b> Áreas de superficie libre de la erosión de las terrazas marinas de la península de Manta. Ubicación de elementos estructurales. Áreas de superficie libre de la erosión de las terrazas marinas de la Isla de La Plata.....	19
<b>Figura 2.11</b> Levantamiento de la isla como resultado de la subducción de un macizo oceánico .....	20
<b>Figura 3.1</b> Plataforma de abrasión actual en la zona de Puerto Cayo.....	22
<b>Figura 3.2</b> El proceso de formación de una terraza de abrasión marina durante un alto el nivel del mar.....	23
<b>Figura 3.3</b> Las diferentes etapas de la formación de una secuencia de terrazas marinas....	24
<b>Figura 3.4</b> Diagrama de las características principales que definen una terraza marina....	25

<b>Figura 3.5</b> Esbozo general de una rasa, que localmente puede ser ocupado por terrazas marinas .....	25
<b>Figura 3.6</b> Ejemplo de una correlación gráfica de los cambios del nivel del mar durante los últimos 340 ka con los diferentes niveles de la secuencia de terrazas marinas, suponiendo una tasa constante de elevación.....	26
<b>Figura 3.7</b> Los dos tipos de morfología que cubren una sucesión de dos terrazas T1 y T2.....	27
<b>Figura 3.8</b> Los ciclos eustáticos y los diferentes estados isotópicos en los últimos 2 Ma..	29
<b>Figura 3.9</b> Mapa de terrazas marinas cartografiadas en la Isla de La Plata.....	30
<b>Figura 3.10</b> Fotografía de la Isla de La Plata.....	31
<b>Figura 3.11</b> Fotografía tomada al sur de la Isla de La Plata donde se observan los niveles TP1, TP2, TP3 y TP4.....	32
<b>Figura 3.12</b> Fotografía tomada al sur-este de la Isla de La Plata donde se observan los niveles TP2, TP4, TP5 y TP6.....	33
<b>Figura 3.13</b> Perfiles topográficos obtenidos a partir del Modelo Digital de Elevación de resolución 4m, en los que se han ubicado los distintos niveles de terrazas marinas.....	34
<b>Figura 3.14</b> Fotografía tomada al sureste de la Isla de La Plata donde se evidencia la presencia de una falla.....	35
<b>Figura 3.15</b> Mapa Geológico de la Isla de La Plata.....	35
<b>Figura 3.16</b> Mapa de terrazas marinas cartografiadas en la Península de Manta.....	37
<b>Figura 3.17</b> Mapa de terrazas marinas cartografiadas en la zona norte correspondiente al cuadro A) de la Figura 3.16.....	38
<b>Figura 3.18</b> Perfiles topográficos correspondientes al norte de la península donde se marcan los niveles de terrazas marinas aquí cartografiados.....	41
<b>Figura 3.19</b> Mapa de terrazas marinas cartografiadas en la zona correspondiente al cuadro B) de la Figura 3.16.....	43
<b>Figura 3.20</b> Depósitos de las terrazas marinas presentes en El Aromo.....	46
<b>Figura 3.21</b> Perfiles topográficos correspondientes a El Aromo donde se marcan los niveles de terrazas marinas aquí cartografiados.....	49
<b>Figura 3.22</b> Mapa de terrazas marinas cartografiadas en la zona sur correspondiente al cuadro C) de la Figura 3.16.....	51

**Figura 3.23** Perfiles topográficos correspondientes al sur de la península donde se marcan los niveles de terrazas marinas aquí cartografiados.....54

**Figura 3.24** Mapa de terrazas marinas cartografiadas en la zona de Montecristi correspondiente al recuadro D) de la Figura 3.16.....56

**Figura 3.25** Fotografía que muestra la morfología de la montaña Montecristi.....57

**Figura 3.26** Perfiles topográficos correspondientes a la montaña Montecristi donde se marcan los niveles de terrazas marinas aquí cartografiados.....60

**Figura 3.27** Mapa de Fallas cartografiadas en la península de Manta.....62

**Figura 3.28** Perfiles topográficos de las estructuras N-S ubicadas en El Aromo.....64

**Figura 4.1** Red de drenaje generada a partir del Modelo Digital de Elevaciones.....66

**Figura 4.2** Mapa de Pendientes generada a partir del Modelo Digital de Elevaciones.....67

**Figura 4.3** Ejemplo del análisis de la red de drenaje a partir de la combinación del mapa de pendiente, líneas de drenaje y morfología del terreno.....69

**Figura 4.4** Perfiles longitudinales de los ríos en la península de Manta.....73

**Figura 4.5** Curvas hipsométricas después de Strahler 1957.....76

**Figura 4.6** Curvas hipsométricas de dos cuencas ubicadas al sur de la península.....77

**Figura 4.7** Curvas hipsométricas correspondientes a cuencas ubicadas al norte de la península.....78

**Figura 5.1** Ubicación de las muestras datadas por Pedoja et al. (2006) en base a la cartografía realizada en este estudio sobre la península de Manta y la Isla de la Plata.....80

**Figura 6.1** Mapa de la Península de Manta e Isla de La Plata donde se resume la información morfo-tectónica obtenida en este estudio.....86

**Figura 6.2** Comparación de tasas de levantamiento obtenidas en el presente estudio y las determinadas en Pedoja et al. (2006 a, b).....90

**Figura 6.3** Mapa de anomalías gravimétricas de aire libre .....93

**Figura 6.4** Comparación de distintos parámetros en función de la distancia entre la fosa y la costa a lo largo de la costa de América del Sur .....95

**Figura 6.5** Distribución espacial del acoplamiento intersísmico lo largo de la interfaz de la placa de subducción donde se evidencia la variación del acoplamiento al norte y sur de la Península de Manta.....96

**INDICE DE TABLAS**

<b>Tabla 1</b> Tabla resumen de las edades de los estadios isotópicos utilizados en este trabajo y la altura alcanzada por el alto nivel del mar de acuerdo a la literatura .....	81
<b>Tabla 2</b> Tasas de levantamiento determinadas a partir de las dataciones de Pedoja et al., 2006 y la correlación con los estados isotópicos.....	81
<b>Tabla 3</b> Edades extrapoladas para los distintos niveles de terrazas marinas utilizando una tasa de levantamiento media para la Península de Manta de 0.33 mm/año y una tasa de levantamiento de 0,6 mm/año para la Isla de La Plata y correlación entre niveles.....	85

# CAPITULO I

## 1. INTRODUCCIÓN

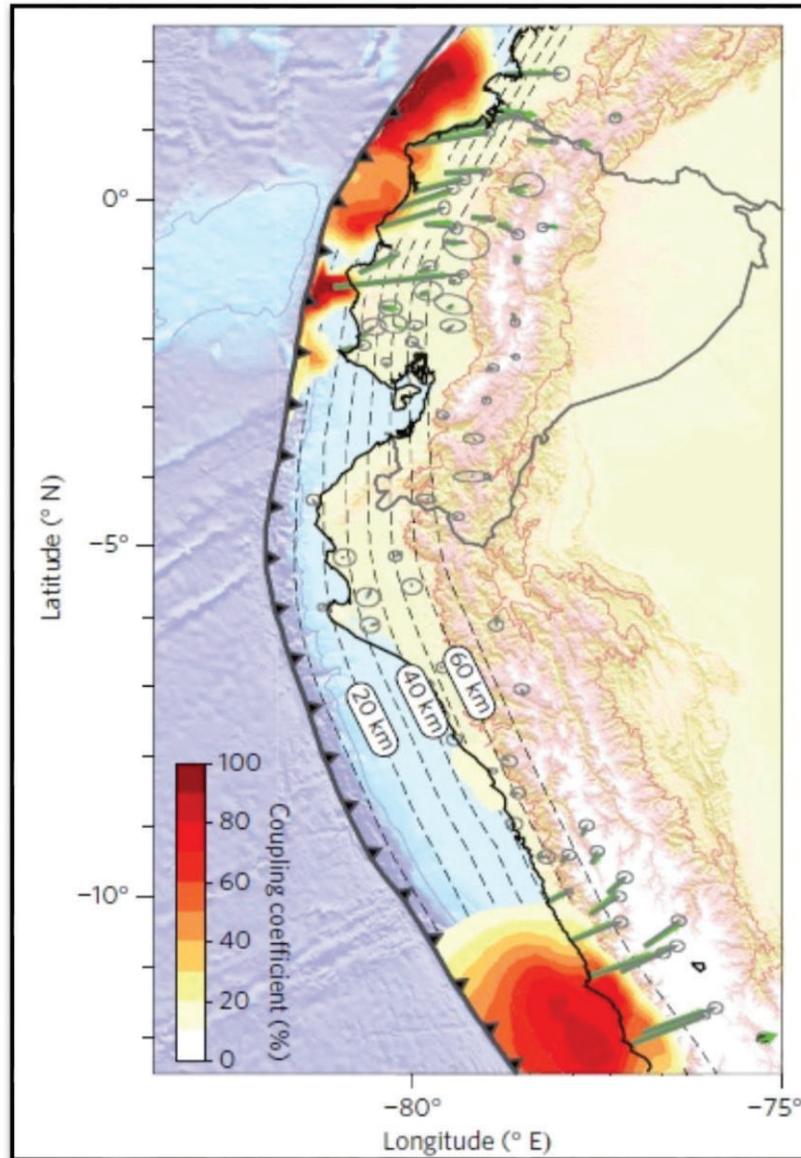
La Península de Manta constituye un promontorio litoral en la costa Ecuatoriana localizado en la provincia de Manabí mientras que la Isla de La Plata se localiza a 25 km al SW de la Península de Manta.

La Península de Manta y la Isla de La Plata se encuentran frente a la Cordillera de Carnegie que actualmente está siendo subducida bajo la placa Sudamericana (Figura 2.3). La Península se ubica al límite Sur de la zona de ruptura sísmica de los grandes sismos interplacas de 1906 (Mw 8.8), 1942 (Mw 7.8) (Kanamori, 1986) y 2016 (Mw 7.8) (Nocquet et al., 2016) mientras que no han ocurrido sismos de gran magnitud más al sur de la península a lo largo de la margen ecuatoriana. La Península de Manta se encuentra al nivel de la zona de transición entre un segmento de subducción plano de subducción (bajo ángulo) de débil acople sísmico, ubicado al sur al sur y un segmento con fuerte acople sísmico al norte y con un ángulo de subducción mayor (Figura 1.1) (Nocquet et al., 2014).

Las secuencias de terrazas marinas presentes en la zona de estudio han sido mencionadas en varios trabajos (Cantalamesa y Di Celma, 2004; Dumont y Benítez, 1996; Dumont et al., 2005b; Marchant, 1961; Pedoja, 2003; Pedoja et al., 2001, 2006a, 2006b). Pedoja et al. (2006a, b), los cuales trabajaron en el estudio de las terrazas marinas en la zona de Manta e Isla de La Plata. Estos autores proponen la presencia de 5 niveles de terrazas marinas en la Península de Manta y 4 en la Isla de La Plata con un rango de tasas de levantamiento que varían de 0,3 a 0,5 mm/año durante los últimos 300 ka.

El presente trabajo busca describir con mayor detalle la morfología y drenaje de la zona, además de cartografiar con mayor precisión y detalle los niveles de terrazas marinas y

estructuras presentes, con el objetivo de comprender el levantamiento diferencial de la parte norte y sur de la península como el de la Isla de La Plata y sus relaciones con el comportamiento sísmico del plano de subducción.



**Figura 1.1.** Distribución espacial del acoplamiento intersísmico lo largo de la interfaz de la placa de subducción. Las líneas discontinuas son contornos de profundidad de la interfaz de subducción cada 10 km. El nivel de acoplamiento se indica mediante la escala de color. Las flechas verdes son el modelo de predicción de velocidades. El desajuste (WRMS, raíz cuadrada media ponderada) de las velocidades observadas (flechas grises) para este modelo es 0.9mm/a (Nocquet et al., 2014).

## **1.1. OBJETIVOS DEL ESTUDIO**

### **1.1.1. Objetivo Principal**

Caracterizar el levantamiento de la Península de Manta y de la Isla de la Plata con el fin de aportar datos que contribuyan a una mejor comprensión de los mecanismos del origen del levantamiento e identificar la función de esta zona respecto al comportamiento sísmico de la placa y a la zona de barrera sísmica.

### **1.1.2. Objetivos Específicos**

- Elaborar la cartografía de los niveles de terrazas marinas y caracterizar cada nivel.
- Definir las características estructurales de la zona.
- Calcular las tasas de levantamiento en base a los niveles de terrazas marinas definidos.

## **1.2. ALCANCE**

En este estudio se trabajó principalmente con un DEM de 4 m de resolución del Ecuador a obtenido de las fotografías aéreas generado por SIGTierras, del cual se extrajo información topográfica, red de drenaje, cuencas, etc., utilizando el software ArcGis 10.3. Se realizaron perfiles topográficos perpendiculares con diferentes longitudes para determinar los niveles de terrazas marinas y sus elevaciones, así como las estructuras tectónicas presentes en la zona. El trabajo se complementó con el uso de un DEM de resolución de 30 m y las ortofotos del SIGTierras, además de un trabajo realizado en el campo para adquirir puntos con GPS, medidas estructurales y cartografiar a mayor detalle los niveles de terrazas marinas.

## **1.3. ÁREA DE ESTUDIO**

La península de Manta y la Isla de La Plata se ubican en la parte occidental de la provincia de Manabí en la costa central del Ecuador, comprenden un área de alrededor 54 km<sup>2</sup>. La península de Manta se caracteriza por un clima seco con lluvias escasas y un relieve con elevaciones de hasta ~600m (cerro Montecristi). La Isla de La Plata localizada 25 km al SW de la Península de Manta forma parte del Parque Nacional Machalilla y presenta un clima en general desértico (Figura 1.2).

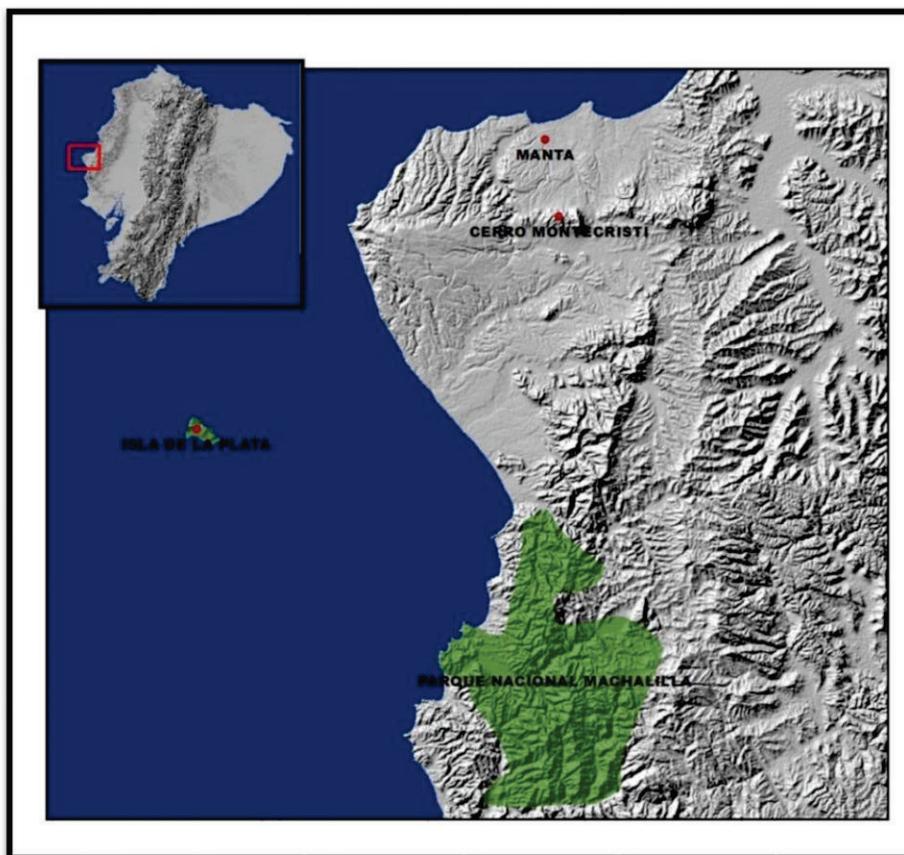


Figura 1.2. Ubicación de la zona de estudio.

## 1.4. METODOLOGÍA

1. Estudio morfoestructural de la zona a partir del DEM de 4 m de resolución, las ortofotos del SigTierras y el DEM de 30 m de resolución.

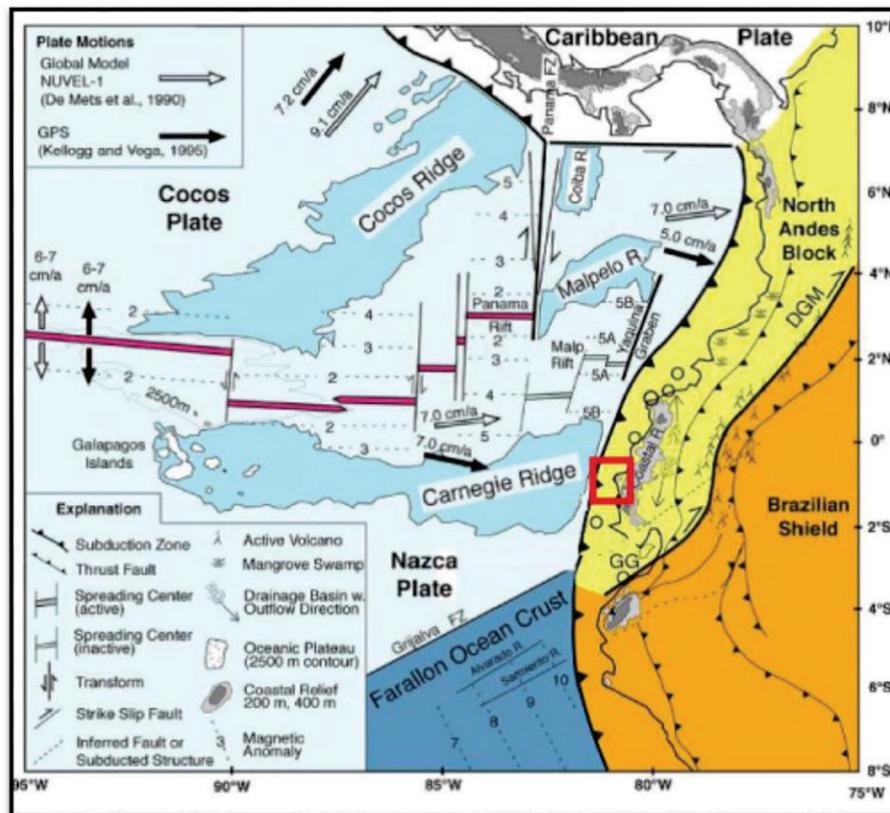
2. Cartografía de niveles de terrazas marinas y estructuras a partir del DEM de 4 m de resolución y trabajo de campo que incluye medidas y perfiles GPS y medidas estructurales.
3. Análisis de la red de drenaje a partir del DEM de 4m de resolución y mediante el uso del software ArcGis 10.3.
4. Cálculo de las tasas de levantamiento mediante correlación de los niveles de terrazas marinos cartografiados con las dataciones realizadas por Pedoja et al. (2006 a, b) y los altos niveles del mar pasados.
5. Interpretación de los resultados obtenidos considerando el marco geológico y geodinámico de la zona.

## CAPITULO II

### 2. CONTEXTO GEOLÓGICO Y ESTUDIOS ANTERIORES

#### 2.1. MARCO GEODINÁMICO

El margen del Ecuador ( $3^{\circ}\text{S} - 1^{\circ}\text{N}$ ) se localiza al noroccidente de Sudamérica. La deformación del margen convergente ecuatorial está controlada principalmente por la interacción entre las placas de Nazca y Sudamérica. La placa de Nazca se subduce hacia el este, bajo la parte norte de la placa de Sudamérica a una velocidad de  $\approx 60\text{-}70$  mm/a con respecto a América del Sur (Nocquet et al., 2014).

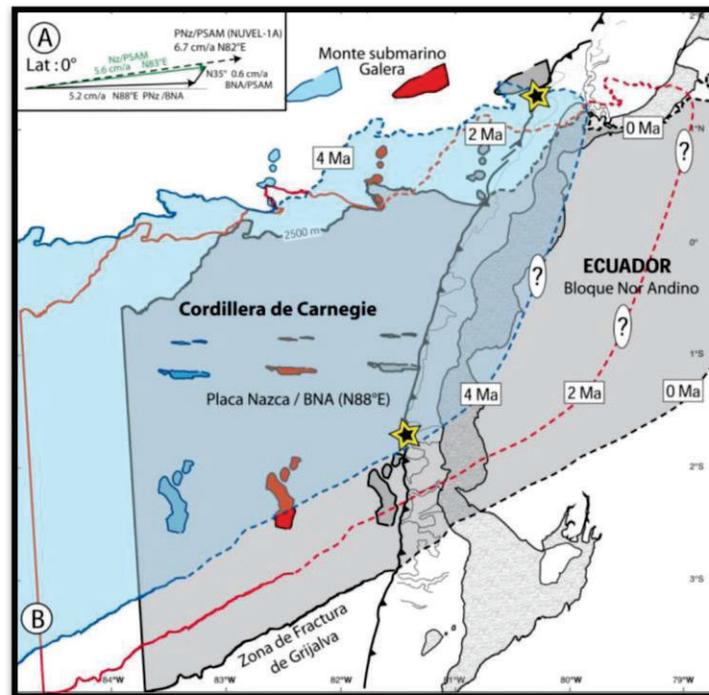


**Figura 2.1.** Ambiente tectónico que muestra las fallas mayores y el movimiento de las placas relativo según datos GPS y el modelo cinemático mundial NUVEL-1, anomalías magnéticas y volcanes activos. Se muestran las ubicaciones de los terremotos de 1906 (Mw 8.8 círculo abierto muy grande) y de sur a norte, el 1953, 1901, 1942, 1958 y 1979 (Mw 8.2 círculos abiertos). GG: Golfo de Guayaquil; DGM: Megacizalla Dolores-Guayaquil. (Gutscher et al., 1999). La zona de estudio se indica con el recuadro rojo.

El margen de Ecuador se caracteriza por la ausencia de un prisma de acreción desarrollado y tiene las características de los márgenes erosivos de subducción. Dos características importantes del margen activo ecuatoriano son: 1) la entrada en la subducción de la Cordillera de Carnegie y 2) el escape lateral del bloque Nor-Andino con la abertura asociada del Golfo de Guayaquil (Freymueller, 1993; J.N. Kellogg y Vega, 1995; Gutscher et al., 1999, Figura 2.1).

### 2.1.1 Cordillera de Carnegie

La placa de Nazca incluye la Cordillera de Carnegie (CR), de 200 km de ancho y 2 km de alto aproximadamente, resultado de la interacción entre el punto caliente de Galápagos y centro de expansión de Cocos-Nazca (Lonsdale y Klitogord, 1978).



**Figura 2.2.** Reconstrucción del Ridge de Carnegie localizado a ~2 Ma (rojo) y ~4 Ma (azul); (A) marco cinemático, vector de la placa de Nazca/ Bloque NorAndino (B) El flanco norte del Ridge de Carnegie fue obtenido usando las líneas de contorno de 2500m, las estrellas corresponden a la intersección entre el eje de la fosa, la Zona de Fractura de Grijalva y el flanco norte del Ridge de Carnegie (Collot et al., 2009).

La Cordillera de Carnegie podría estar en subducción hace aproximadamente 1,4 Ma según Lonsdale y Klitgord, 1978, aunque otros autores (Gutscher et al., 1999) proponen una edad de 8 Ma. La incertidumbre acerca de la edad de la subducción de la CR corresponde los distintos criterios utilizados para las distintas reconstrucciones de la cinemática de las placas tectónicas y la geometría del segmento de subducción de la Cordillera de Carnegie (Figura 2.2; Collot et al., 2009).

Varios efectos han sido atribuidos a la subducción de Carnegie como el escape del Bloque NorAndino, la apertura del golfo de Guayaquil, sismicidad, incremento del acoplamiento, presencia de volcanismo adakítico, geometría del slab, levantamiento de la costa, etc., sin embargo, aún no es claro el papel que la subducción de Carnegie juega en los procesos mencionados (Figura 2.3; ver Michaud et al., 2009).

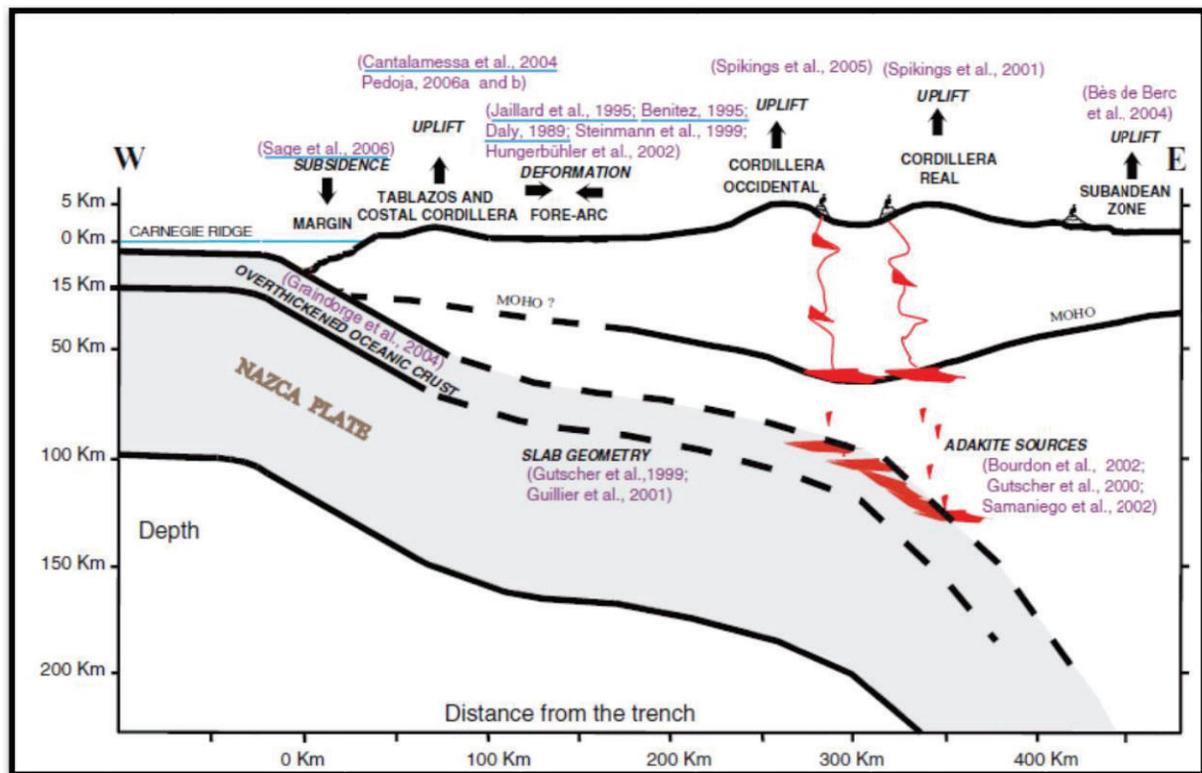


Figura 2.3. Eventos Geológicos atribuidos a la subducción de Carnegie (Michaud et al., 2009).

## 2.1.2 Dominios estructurales del Ecuador

El Ecuador se divide en tres dominios estructurales: la región costera (ante arco); la región andina (arco volcánico) constituido por la Cordillera Occidental y Real (Oriental); y la región oriental o sub-andina (tras arco) (Figura 2.4). El borde noroccidental de América del Sur se caracteriza por una superposición de los terrenos alóctonos y autóctonos de naturaleza oceánica y continental (Jaillard et al, 1995). La zona de estudio se ubica en el dominio estructural correspondiente a la región costera.



**Figura 2.4.** Dominios Estructurales principales: Zona Costera, Zona Andina y Zona Oriental. Las principales características de la Zona Costera son: Cordilleras Chongon Colonche y Costera; La Zona Andina presenta las Cordilleras Real y Occidental separadas por el Valle Interandino; y la región Oriental presenta dos divisiones principales: Cuenca Oriente y Zona Sub-Andina.

### 2.1.2.1 Región Costa

La región costera presenta una topografía media de 300 m de altura con valores máximos de ~600 m en la Cordillera de la Costa y la Cordillera Chongón Colonche en el sur. Las

principales estructuras que controlan la morfología costera siguen la orientación de las cordilleras, NNE-SSO a lo largo de la costa, y NO-SE en el sur (Egüez et al., 2003). La región costera está formada por tres terrenos oceánicos alóctonos que fueron yuxtapuestos al margen continental durante el Cretácico Superior y el Eoceno Medio (Feininger y Bristow, 1980; Jaillard et al, 1995, 1997.).

## 2.2. MARCO ESTRATIGRAFICO

La descripción más detallada de la estratigrafía de la zona de estudio es el Mapa de la Costa Ecuatoriana de Reyes y Michaud (2012) (Figura 2.5). La descripción de las Formaciones presentes en la zona de estudio incluye también el trabajo de Deniaud (1998, 2000), Benítez (1995) y Acosta (2015) este último enfocando en la bioestratigrafía del Plioceno-Pleistoceno.

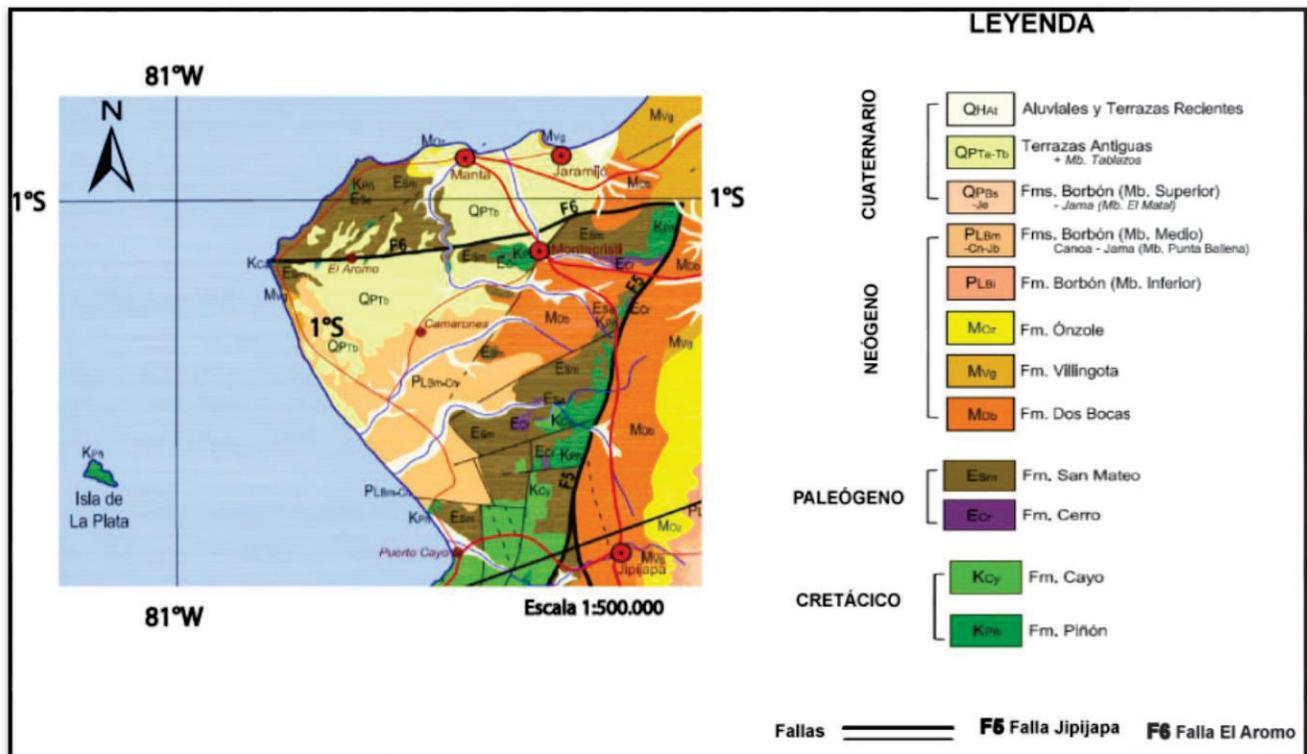


Figura 2.5. Mapa Geológico de la zona de estudio (Tomado del Mapa de la Costa de Reyes y Michaud, 2012).

- **Formación Piñón:** Las rocas básicas del sustrato han sido agrupadas bajo el nombre de Piñón, conformado por rocas básicas, o sea diabasas y doleritas. La edad absoluta media sobre unas muestras oscila entre 80 y 50 millones de años (Cretácico Superior-Eoceno Inferior).
- **Formación Cayo:** (Cretáceo Superior) esta Formación está representada por una alternancia de areniscas y grauvacas medias a gruesas con abundantes elementos de rocas volcánicas básicas con matriz arcillosa, y arcillas grises o verdes silicificadas.
- **Formación Cerro:** (Eoceno Medio) la Formación Cerro o Cerro de Hojas es considerada como la parte inferior de la Formación Punta Blanca definida en Manabí Norte; comprende tres partes: en la base, areniscas y microbrechas oscuras localmente con cemento calcáreo (20 m) equivalente lateral de la caliza de San Eduardo; sobreyace una capa de lutitas silíceas grises y cherts con radiolarios y en la parte superior margas tobáceas cremas.
- **Formación San Mateo:** (Eoceno Medio) la Formación está constituida, en la parte inferior, por una sucesión de conglomerados y areniscas finas a gruesas, mal clasificadas con vetas de lignito. La parte superior aparece bajo una facie de areniscas medias poco cementadas alternando con arcillas siltosas con radiolarios.
- **Formación Dos Bocas:** (Oligoceno Superior-Mioceno) consiste principalmente de lutitas de color chocolate, localmente con otras litologías (limolitas, areniscas, bentonita).
- **Formación Villingota:** (Mioceno Inferior) consiste de lutitas laminadas diatomáceas con un color blanco de meteorización.
- **Formación Ónzole:** (Mioceno Tardío al Plioceno) se divide en dos unidades inferior y superior separadas por las areniscas del miembro Súa (Evans y Whittaker, 1982). El

Miembro inferior está compuesto por lodolitas limosas uniformes con lentes y raros estratos de arenisca pobremente graduada. El Miembro Súa equivalente a Choconcha se compone de siltitas de color marrón con intercalaciones de siltitas y areniscas laminadas con ondulitas, además de areniscas métricas masivas con guijarros arcillosos y arenisca conglomerática. El Miembro superior se compone de arcillas y siltitas gris oscuras a verdosas, con presencia de moluscos y escamas de pescado además de microfauna de foraminíferos bentónicos y algunos radiolarios.

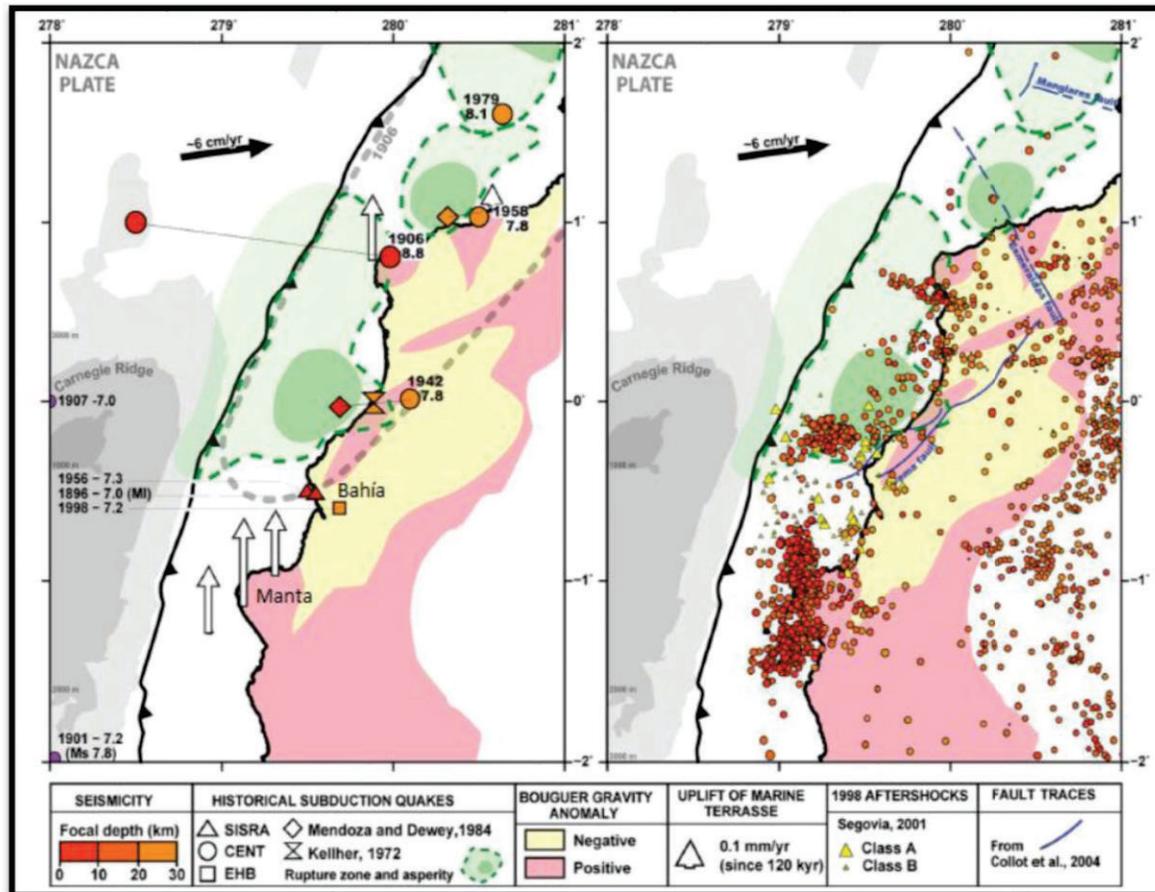
- **Formación Borbón:** (Plioceno-Pleistoceno) compuesta de areniscas fósiles en secuencias estrato crecientes, en la base se encuentran niveles de arcillas de color gris verdoso con algunos foraminíferos bentónicos, hacia el tope se caracteriza por un nivel métrico con conchas.
- **Formación Canoa:** (Plioceno Medio a Superior) comprende a la base, una sección limoarcillosa, localmente muy fosilífera con arcillas siltosas grises verdes; a la base existen galerías entrecruzadas rellenas de material conchífero que se prolongan hasta la Formación Tosagua. Los Pelecípodos y Gasterópodos son abundantes. La sección superior es esencialmente arenosa de arenas amarillas no consolidadas, localmente un poco arcillosas.
- **Formación Tablazo:** (Pleistoceno) el nombre es tomado de las terrazas marinas del Perú. Numerosos autores han estudiado esta Formación entre los cuales hay que notar a Sheppard (1927, 1930) y Hoffstetter (1952); Senn ha sido el primero en aplicar la expresión tablazo del Perú al Ecuador (Granja y otros, 2009). Litológicamente aparece como una sucesión de niveles duros y compactos microconglomerados a brechas con cemento calcáreo hasta calizas detríticas conchíferas. Las mesetas formadas por el Tablazo están siempre recubiertas por limos grises de alteración.

- **Depósitos Cuaternarios:** aluviones antiguos con una alternancia de limos arenosos amarillentos y de conglomerados formados de fragmentos rodados sueltos de origen diverso, con una matriz arcillosa. Aluviones modernos que varían considerablemente según la zona de alimentación: arcillas removidas de la Formación Tosagua, con guijarros de la Formación Charapotó en la zona de Sancán, grava y brechas sueltas en las zonas donde afloran las formaciones Piñón y San Mateo, arenas arcillosas en la parte occidental donde aflora la Formación Canoa (Granja y otros, 2009).

### **2.3. MARCO SÍSMICO**

El margen ecuatoriano muestra un comportamiento sísmico muy variable caracterizado por grandes terremotos ( $M > 7$ ) al norte de Manta en un área casi asísmica en los segmentos del centro y sur del margen, al sur de Manta (Nocquet et al., 2014; Chlieh et al., 2014).

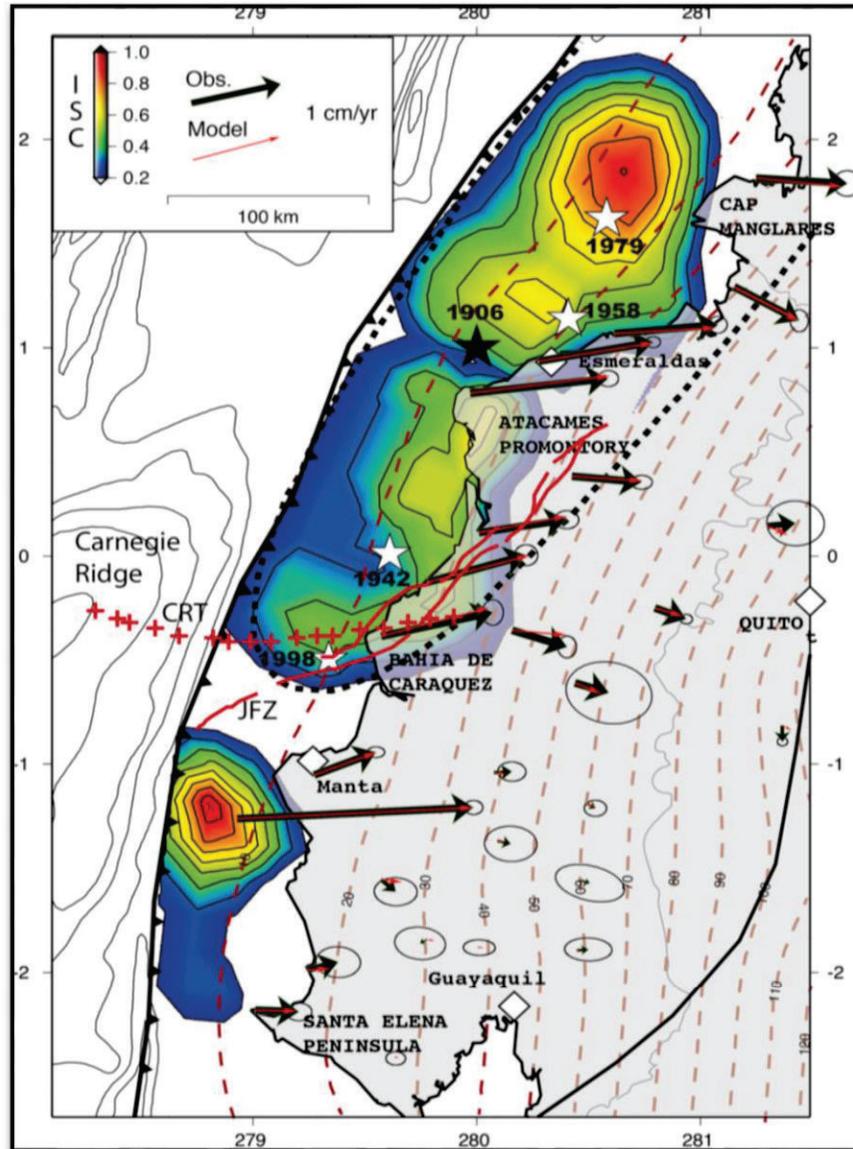
Font et al. (2013) presentan un mapa con los epicentros (desde el catálogo 1994-2007 RENSIG, terremotos  $3,8 < M_w < 6,5$ ), y la zona de ruptura de los grandes terremotos de subducción del Ecuador, y la sismicidad regional de 0 a 30 km de profundidad (Figura 2.6).



**Figura 2.6.** Mapas históricos de epicentros (catálogo 1994-2007 RENSIG) (Font et al., 2013) usando el catálogo 3-D-MAXI de 0 a 30 km de profundidad; el mapa muestra asperezas (verde oscuro), la zona de ruptura (verde claro) (Kanamori y McNally, 1982; Beck y Ruff, 1984; Swenson y Beck, 1996), anomalías de Bouguer (Feininger y Seguin, 1983): positivas (rojo) y negativas (amarillo), y el levantamiento de terrazas marinas (flechas blancas) según Pedoja et al., (2003, 2006).

Los modelos de inversión de GPS (Nocquet et al., 2014; Figura 2.7, Chlieh et al., 2014) revelaron que el margen de Ecuador central está acoplado débilmente entre Manta y Salinas con la excepción de un fuerte parche de acoplamiento inter-sísmico debajo de la cuña exterior del margen cerca de La Isla de la Plata.

La Península de Manta se ubica al límite Sur de la zona de ruptura sísmica de los grandes sismos de inter-placas de 1906 (Mw 8.8), 1942 (Mw 7.8) y 2016 (Mw 7.8) (Kanamori, 1986; Nocquet et al., 2016).



**Figura 2.7.** Distribución del acoplamiento intersísmico (ISC) a lo largo de la zona de subducción ecuatorial derivada de la inversión de las velocidades GPS intersísmicas. Las líneas de puntos rojos son los contornos de iso-profundidad de 10 km de la interfaz de la losa (Font et al., 2013). Las flechas representan respectivamente los datos intersísmicos de GPS (negro) y sintéticos (rojo) (Chlieh et al., 2014).

## 2.4. MARCO MORFO-TECTONICO

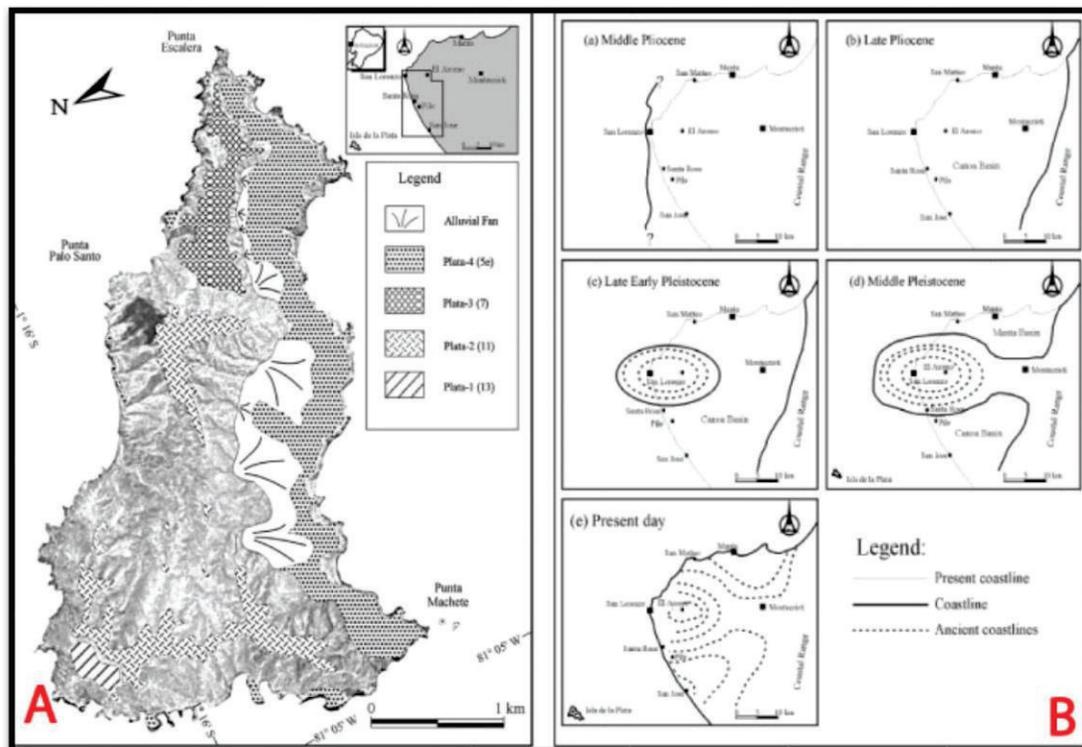
### 2.4.1 Estudios anteriores

Pedoya K., 2003 La presencia de las terrazas marinas en Ecuador se había estudiado en anteriores trabajos (Hofstetter, 1948; Iriondo, 1994; Sheppard, 1928, 1930, 1937), Pedoya



Las tasas de levantamiento obtenidas para el Arco de Talara (Figura 2.8) varían de 0,1 a 0,5 mm/a, con valores moderados frente a la Cordillera de Carnegie (0,3-0,5 mm/a) y tasas inferiores en el Golfo de Guayaquil (0,2 mm/a) y norte de Perú (0,1-0,2 mm/a). En este trabajo Pedoja (2003) destaca la forma estructural del Arco de Talara, la presencia de una cordillera en subducción y el ángulo de subducción, como los factores que favorecen el levantamiento costero.

**Cantalamessa G., Di Celma C, 2004.** Utilizando estudios estratigráficos y geomorfológicos en este estudio, se expone un modelo para la génesis de morfologías tipo escalera en el cuaternario a lo largo de la costa central del Ecuador.



**Figura 2.9.** A) Bosquejo geomorfológico de la Isla de La Plata, que muestra la distribución de las cuatro terrazas marinas. B) Reconstrucción palinspástica del Plioceno medio de la actual zona de Cabo San Lorenzo (Cantalamessa y Di Celma, 2004).

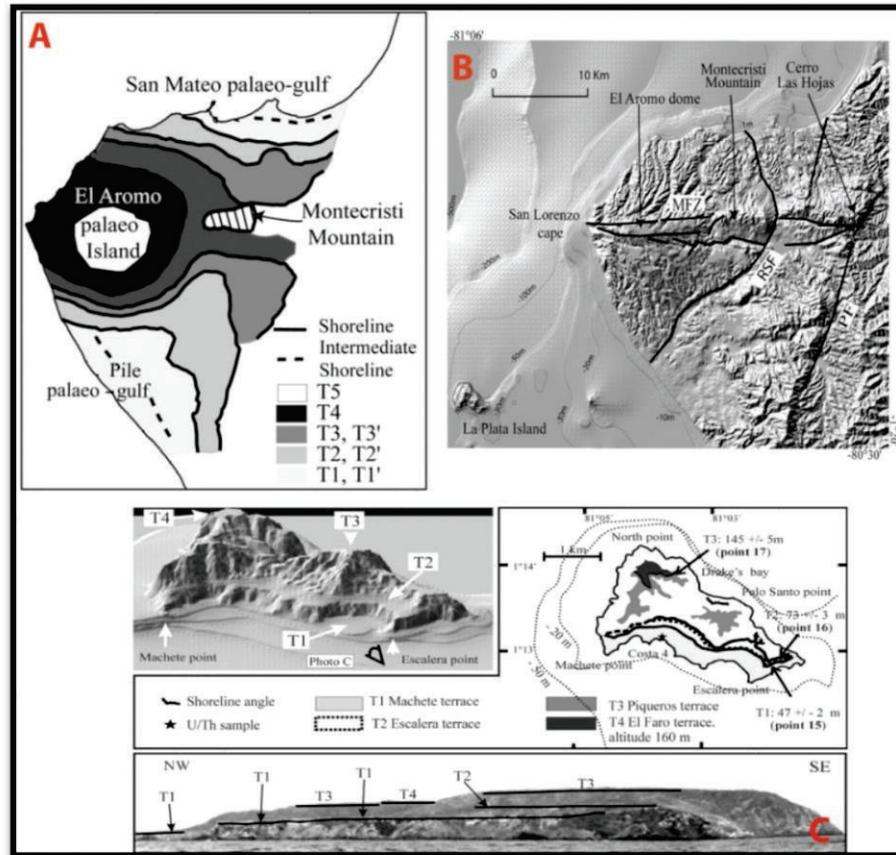
En la Isla de La Plata se identifican 4 terrazas marinas (Figura 2.9), Plata 1 (T4, la más antigua, según la tipología del trabajo de Cantalamessa), Plata 2 (T3), Plata 3 (T2), y Plata 4

(T1, el más joven): Plata 1 tiene una extensión muy limitada y cubre la parte más septentrional; Plata-2, se une a un acantilado paleo marino que la separa de Plata-1, y cae gradualmente hacia el sureste; Plata-3, presente exclusivamente en la parte oriental de la Isla de la Plata; Plata-4 ocupa toda la parte sur de la Isla de la Plata. A lo largo de la porción restante de la costa, Plata-4 se encuentra como pequeños restos. Los autores sugieren que La Isla de la Plata fue producida por el levantamiento tectónico en los últimos 500 ka con una tasa de levantamiento constante de 0.4 m/ka. Destacan como conclusión la importancia de la magnitud de las tasas de levantamiento para aislar diferenciar secuencias de depósitos sucesivamente más jóvenes y representa un control fundamental en el desarrollo o no de terrazas marinas o sucesiones sedimentarias ciclotímicas.

**Pedoja K., Dumont J.F., Lamonthe M., Ortlieb L., Collot J.-Y., Ghaleb B., Auclair M., Alvarez V., Labrousse B. 2006.** En este trabajo, Pedoja et al. (2006; Figura 2.10) cuantifican las terrazas marinas en la Península de Manta y la Isla de La Plata. En la Península de Manta identifican 5 terrazas entre ellas las más altas a lo largo de todo el Arco de Talara con una elevación máxima de  $360 \pm 10$  m. A lo largo de la Península de Manta las variaciones de alturas entre diferentes terrazas de la misma edad es atribuida a: la acción de una falla antigua reactivada en el Pleistoceno denominada Zona de falla de Montecristi que atraviesa la península en la zona central con dirección aproximada E-W y al sur de la cual se acomoda el levantamiento más rápido de la Península de Manta con relación a la parte norte; y a la falla normal de Río Salado que presenta un trazo curvado.

Las cuatro terrazas marinas presentes en la Isla de La Plata llegan a una altura de  $170 \pm 10$  m en elevación. Las terrazas se dataron usando el método de U/Th e IRSL. La tasa de levantamiento calculada varía de 0,3 a 0,5 mm/a para los últimos 300 ka. Los resultados hacen énfasis en un levantamiento lento en relación al tamaño y relieve de la Cordillera de

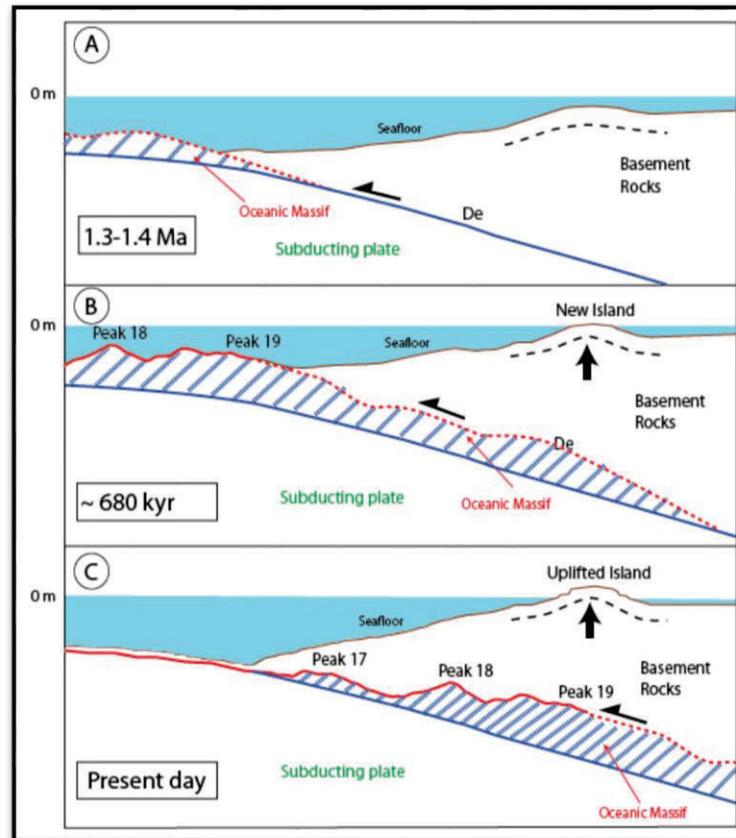
Carnegie que se encuentra en subducción al frente de la zona de estudio, lo cual es atribuido a el hecho de que la Península de Manta pertenece a un segmento más amplio de terrazas levantadas que se extienden desde el norte de Ecuador hasta el norte de Perú (el Arco de Talara), que involucran a otros parámetros distintos de la subducción Cordillera de Carnegie que enmascaran los efectos de esta cordillera en subducción.



**Figura 2.10.** A) áreas de superficie libre de la erosión de las terrazas marinas de la península de Manta. Los números representan la posición estratigráfica de las terrazas. T1 Jaramijo, T2 San Mateo, T3 Montecristi. Pile palaeo-golfo: T1' Bravo, T2' Pile, T3' Montesolitario. T4 Chispas. T5 El Aromo. B) Ubicación de elementos estructurales, MFZ: Zona de Falla de Montecristi, RSF: Falla de Rio Salado C) áreas de superficie libre de la erosión de las terrazas marinas de la Isla de La Plata. T4 El Faro, T3 Piqueros, T2 Escalera, T1 Machete. (Pedoja, 2006).

**Sancllemente E., 2014.** En este trabajo se propone un modelo cinemático para indicar el levantamiento de la Isla de La Plata (Figura 2.11), en respuesta a la subducción de un masivo oceánico en el curso de los últimos 1.3-1.4 Ma. De acuerdo con esta hipótesis, el

borde delantero del macizo oceánico puede haber comenzado a subducirse hace  $\sim 1.3-1.4$  Ma.  
Ma.



**Figura 2.11.** Levantamiento de la isla como resultado de la subducción de un macizo oceánico. a) El macizo oceánico comienza a subducirse hace 1.3-1.4 Ma, b) el flanco delantero del macizo oceánico se hunde y se deforma el fondo marino, creando las primeras terrazas marinas  $\sim 680$  ka; c) el macizo oceánico es más profundo que en B, y el fondo del mar se levanta dando lugar a una nueva isla (Sanclemente, 2014)

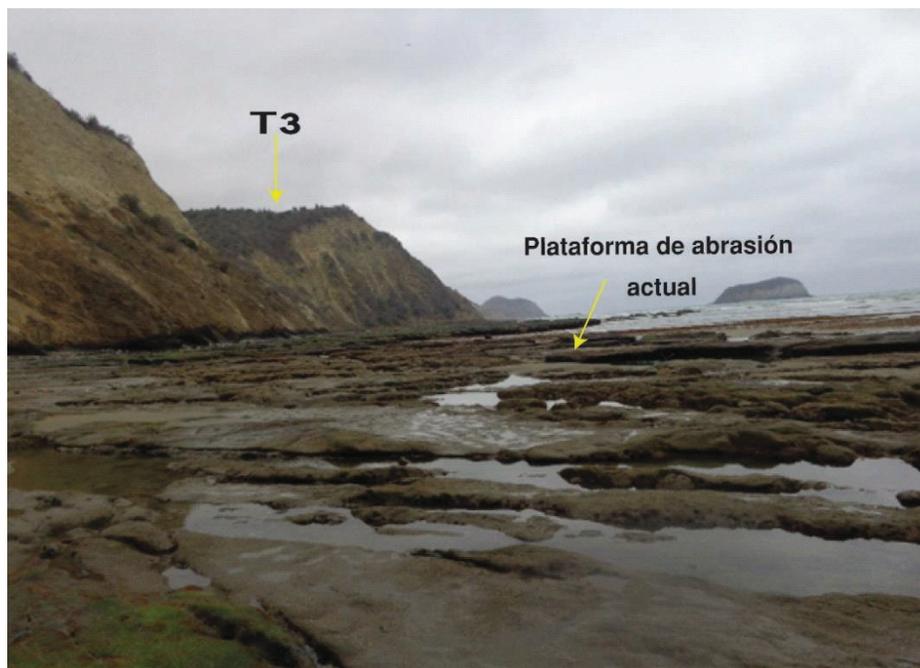
La micro-sismicidad ha estado presente en los últimos  $\sim 15$  años dentro de la cuña interior del margen este de La Isla de la Plata (Font et al., 2013). Esta micro-sismicidad se extiende sub-paralela a la fosa del contacto interplacas dentro de un área de 80 kilómetros de largo y 30 km de ancho que subyace también la forma circular del parche bloqueado en la región de la Isla de la Plata (Chlieh et al., 2014). La micro-sismicidad está asociada con un acoplamiento inter-sísmico (ISC)  $<50\%$ , que es a su vez característico del margen central Ecuador.

## CAPITULO III

### 3. ANÁLISIS MORFO-TECTÓNICO

#### 3.1. DEFINICIONES

Una terraza marina constituye un escarpe (antiguo o activo acantilado costero), ubicado hacia el lado del océano y encima de una superficie plana en dirección hacia el lado del continente (Figura 3.1). Está formada por la erosión marina, en la zona litoral (el límite océano-continente) durante un alto en el nivel del mar (etapa interglaciar), puede o no estar cubierta de sedimentos y se ha conservado bajo el efecto del levantamiento costero.

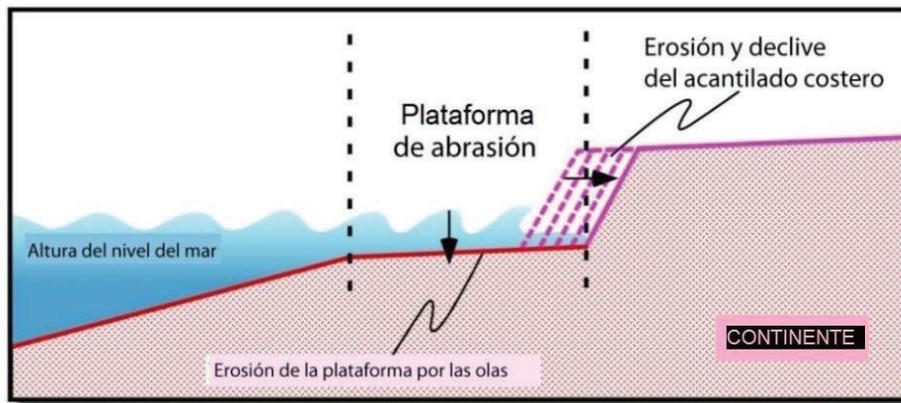


**Figura 3.1.** Plataforma de abrasión actual en la zona de Puerto Cayo.

Constituyen un marcador geomorfológico que ofrece mucha información sobre la dinámica paleo-costera y que se utiliza para cuantificar la tasa de levantamientos costeros en el orden de un millón de años, ya que los procesos geológicos que conducen a la morfología típica de terrazas marinas costeras que han estado activos durante al menos 1 Ma (Rosenbloom e Anderson, 1994; Anderson et al., 1999).

### 3.1.1 Formación, morfología y preservación de terrazas marinas

Las terrazas marinas son la evidencia de las variaciones del nivel del mar en una costa sometida a movimientos verticales. Son formadas debido a la erosión marina de las olas del mar en el borde litoral durante un alto nivel del mar. En el proceso de formación de las terrazas marinas podemos diferenciar la erosión vertical de la plataforma plana y erosión horizontal con la formación del acantilado costero y su retirada (Figura 3.2). El ángulo entre el acantilado costero y la plataforma indica el nivel 0 m del mar durante la formación de esta terraza. Este ángulo se llama pie de acantilado y define cada terraza (Lajoie, 1986).

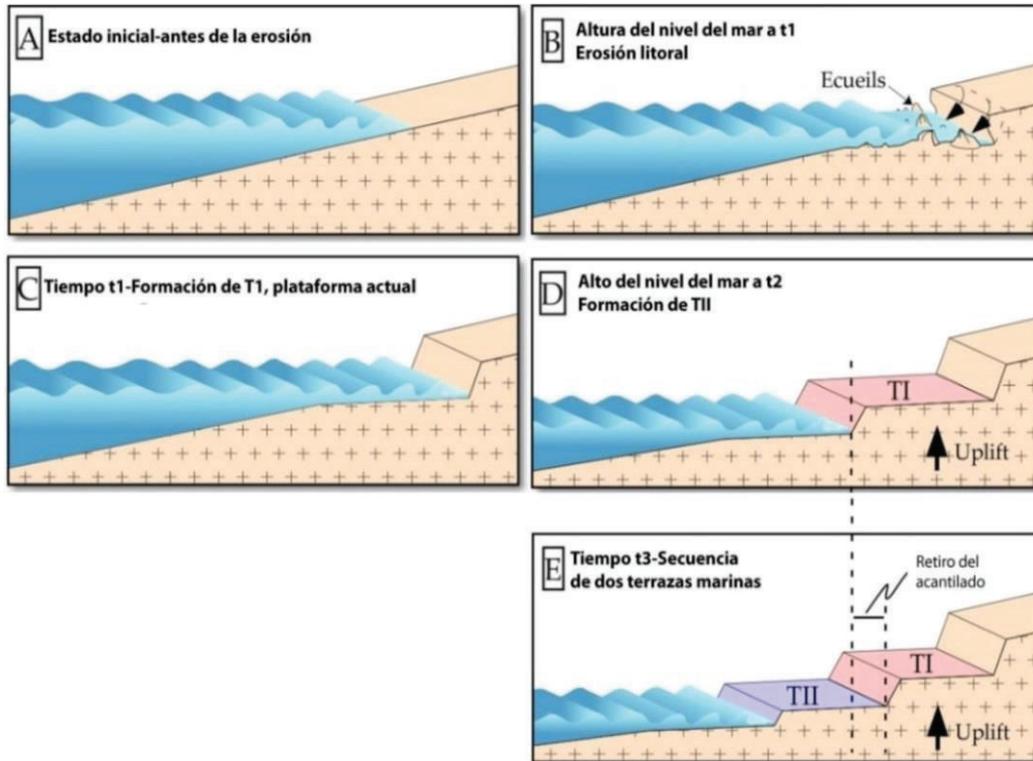


**Figura 3.2.** El proceso de formación de una terraza de abrasión marina durante un alto el nivel del mar. Se muestra la erosión del acantilado costero. Las flechas indican las principales zonas de erosión (Modificado de Saillard, 2008).

Varias terrazas marinas se pueden formar en etapas sucesivas interglaciares y son levantadas progresivamente, dando una sucesión de terrazas marinas escalonadas si continúa el levantamiento (Figura 3.3). En una sucesión lógica de terrazas marinas, la terraza más alta es la más antigua y la más baja es la más joven (Saillard, 2008). En una secuencia de terrazas marinas, cada pie de acantilado marca el paleo-nivel 0 del mar en la época de formación de la terraza.

Las terrazas marinas pueden erosionarse después de su formación durante un movimiento de hundimiento o mínima elevación de la costa. Por lo tanto, una secuencia de terrazas marinas

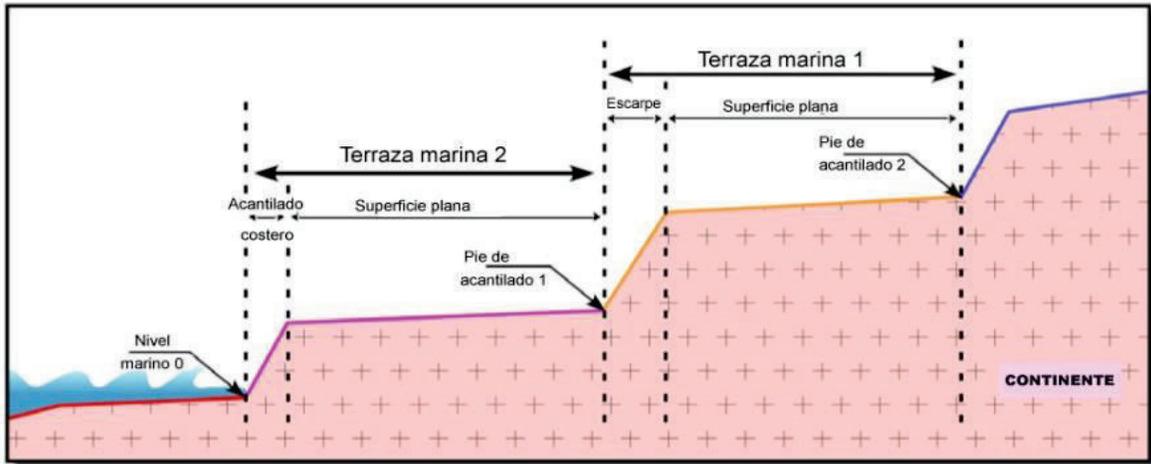
representa sólo con pocas excepciones una secuencia estratigráfica completa (Rosenbloom e Anderson, 1994; Anderson et al., 1999).



**Figura 3.3.** Las diferentes etapas de la formación de una secuencia de terrazas marinas. A: Etapa inicial - Costa antes de la acción del oleaje. B: Comienza la formación de la terraza marina a un nivel superior t1 (etapa interglacial): corte del acantilado socavando por las olas y formación del acantilado costero, presencia de picos rocosos está ligada a las rocas más resistentes. El tiempo necesario para completar la abrasión no es suficiente. C: terraza marina T1 formada. La terraza tiene una pendiente de unos pocos grados hacia el mar D: terraza marina T1 se conservan durante la siguiente etapa glacial (caída del nivel del mar) y / o la rápida elevación del continente - se forma la terraza marina TII con el mismo patrón, con la siguiente etapa interglacial (t2). E: Terraza marina TII se levantó a su vez y se conserva durante la siguiente etapa t2 glacial y la rápida elevación del continente. Durante la formación de TII, acantilado costero de T1 fue erosionado parcialmente. La anchura de su superficie ha disminuido. Dos terrazas marinas se forman t1 y t2 (Modificado de Saillard, 2008).

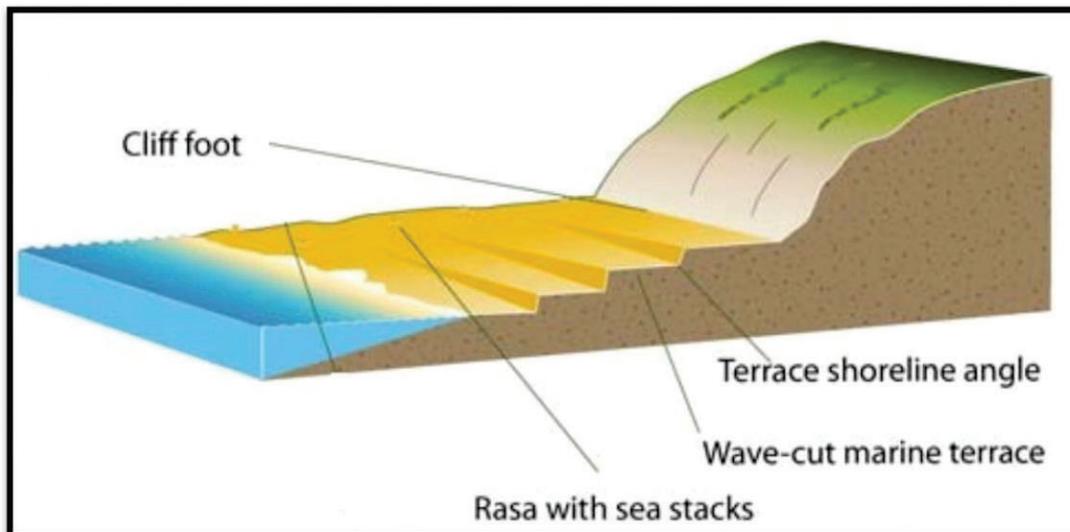
La morfología completa de una terraza marina incluye, desde el mar a tierra firme, un escarpe (un antiguo acantilado costero), una superficie plana o inclinada unos grados hacia el mar, erosionada por las olas y el ángulo entre la superficie plana y el escarpe de la terraza anterior (ángulo de pie del acantilado) que materializa el nivel del mar 0 m (Figura 3.4). Si el levantamiento es espacialmente continuo puede tener lugar la formación de una rasa que

constituye una morfología caracterizada por ser una superficie más o menos plana con una pendiente y respaldada por un acantilado (Figura 3.5, Regard et al., 2010).



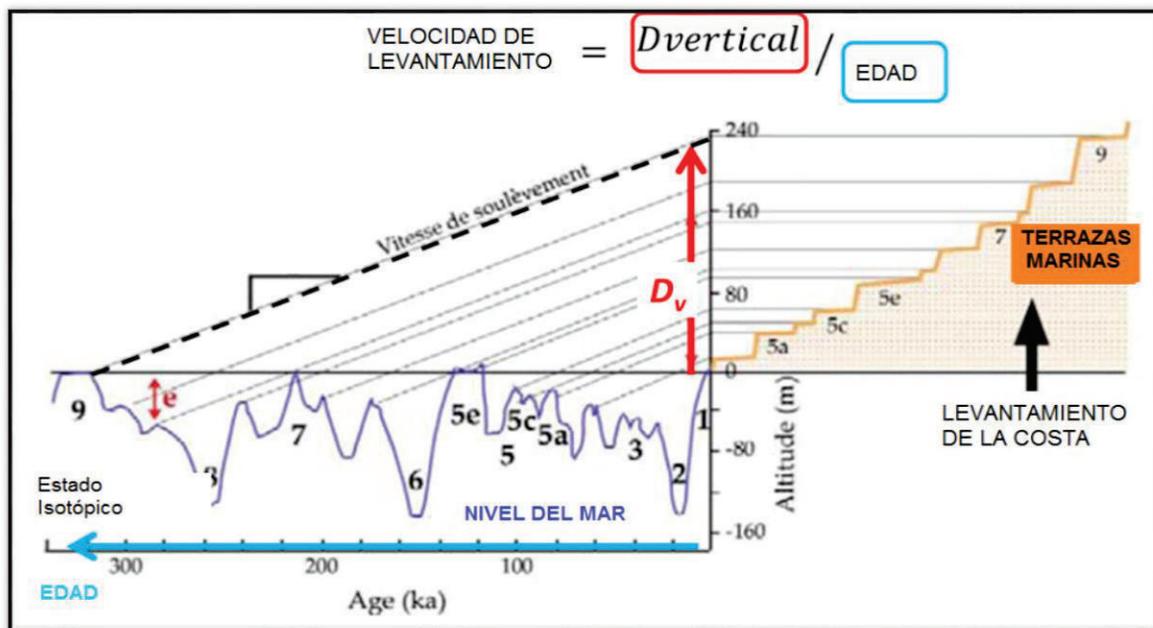
**Figura 3.4.** Diagrama de las características principales que definen una terraza marina (Modificado de Saillard, 2008).

La altitud actual de los pies de acantilado se utiliza para caracterizar cada secuencia de terrazas marinas con el fin de deducir el desplazamiento vertical de su formación y la velocidad de elevación (Figura 3.6; Lajoie, 1986; Burbank e Anderson, 2001).



**Figura 3.5.** Esbozo general de una rasa, que localmente puede ser ocupado por terrazas marinas. (Regard et al., 2010).

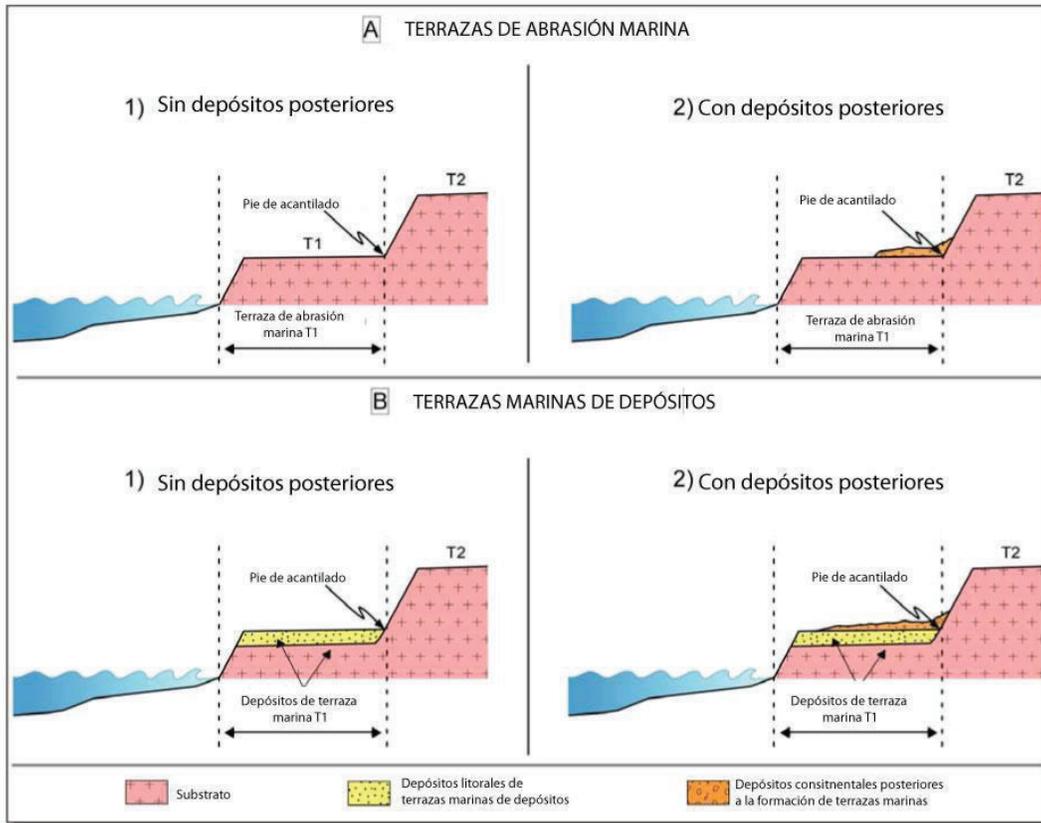
Las terrazas marinas se cubren a menudo durante las regresiones marinas por depósitos marinos poco profundos (por ejemplo, arenas costeras con restos de fauna) y/o continentales (depósitos fluviales en las desembocaduras de los ríos), de espesor variable. Estos depósitos pueden ser contemporáneos o posteriores a la formación de la terraza marina, por otro lado, se da el nombre de plataformas de abrasión marina a los niveles de terrazas marinas que no presentan depósitos sedimentarios (Figura 3.7, Saillard 2008).



**Figura 3.6.** Ejemplo de una correlación gráfica de los cambios del nivel del mar durante los últimos 340 ka con los diferentes niveles de la secuencia de terrazas marinas, suponiendo una tasa constante de elevación. La elevación costera se ha registrado en la huella de paleo-niveles marinos 0, relacionados con cambios eustáticos y terrazas asociadas con ellos. El desplazamiento vertical ( $D$ ) de la terraza y la altitud ( $e$ ) que alcanzó el nivel del mar durante el cual se formó la terraza en el tiempo  $T$  se puede calcular la velocidad de elevación media de la costa. (Modificado de Lajoie, 1986; Burbank e Anderson, 2001; Saillard, 2008).

Una vez levantadas, las terrazas marinas están expuestas a procesos de erosión que afectan al continente, erosión de río, el viento, la erosión y degradación biológica, incisión, etc. Cuando el escarpe de la terraza marina está sujeto a la erosión, el perfil del acantilado tiende a normalizarse y ser menos empinado (la pendiente disminuye) (Saillard, 2008). La erosión del escarpe es rápida al principio y disminuye gradualmente a medida que la pendiente del

escarpae disminuye (Bradley y Griggs, 1976; Wallace, 1990; Lajoie et al., 1991; Anderson et al., 1999).



**Figura 3.7.** Los dos tipos de morfología que cubren una sucesión de dos terrazas T1 y T2. (A) Plataformas de abrasión marina. (1) Corresponden a las olas que erosionan directamente el lecho de roca, sin cubierta sedimentaria vinculada a la formación de la terraza, y (2) con algunos depósitos continentales después de la formación y el abandono de la terraza el mar. (B) depósitos de terrazas marinas. (1) Están cubiertas de formación sedimentaria contemporánea de la terraza. Estos depósitos son de grosor variable (centimétrico a métrico) y (2) estas terrazas también pueden mantener depósitos posteriores a su formación y el abandono por el mar (Modificado de Saillard, 2008).

Una terraza marina puede erosionarse si: 1) el levantamiento presenta una velocidad baja para colocar la terraza fuera del alcance de los agentes de erosión de la costa (Saillard et al., 2009) y/o 2) el intervalo de tiempo entre los altos niveles del mar es corto (Ortlieb 1987; Rosenbloom e Anderson, 1994). Por lo tanto, una secuencia de terrazas marinas no es un registro de todos los altos niveles del mar en la historia de las variaciones eustáticas. La sucesión de los niveles de las secuencias de terrazas marinas puede ser discontinua, por esto es muy importante seguir la evolución geodinámica del margen (Saillard, 2008).

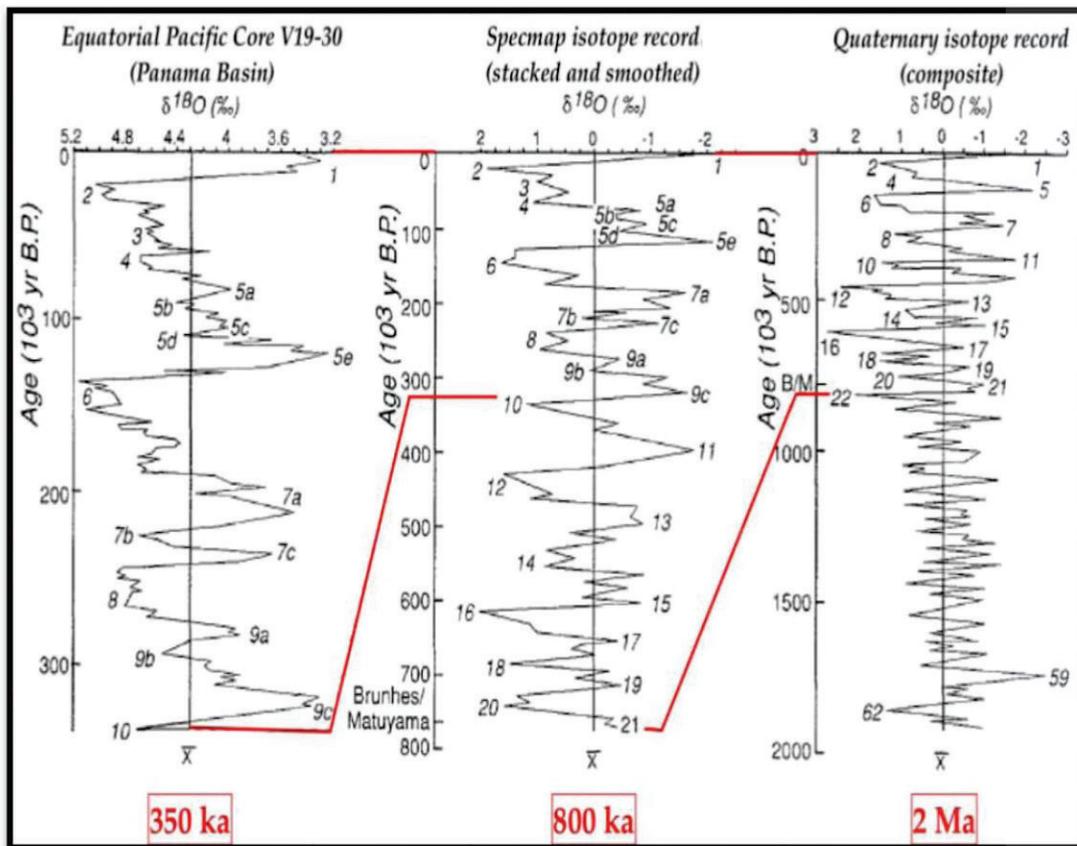
### 3.1.2 Ciclos Eustáticos

El nivel del mar ha variado ampliamente durante el Pleistoceno y es controlado por ciclos eustáticos (Figura 3.8; Chen et al., 1991; Lajoie et al., 1991; Gallup et al., 1994; Ludwig et al., 1996; Siddall et al., 2006; Fleming et al., 1998; Lambeck et al., 2002).

Un ciclo eustático completo del Pleistoceno consiste en una caída en el nivel del mar asociado con un período glacial y un aumento del nivel del mar asociado con un período interglacial. Una edad de hielo está dominada por un bajo nivel de mar que corresponde a la altitud mínima alcanzada por los océanos durante el ciclo eustático. Del mismo modo, un período interglacial está dominado por un alto del nivel de mar, que es la altura máxima alcanzada por los océanos durante el ciclo eustático. Las alternancias de ciclos glaciales y períodos interglaciares dentro de ciclos eustáticos crean así al menos un nivel de alta mar durante periodos interglaciares, y bajo del nivel del mar durante los períodos glaciales (Bradley y Griggs, 1976; Lajoie et al., 1991). Estos cambios eustáticos pueden rastrearse a partir de las variaciones de isótopos de oxígeno registrados en los núcleos de las profundidades del océano (Figura 3.8). Con lo cual se ha definido una escala la misma que se ido mejorando de forma continua en base a los nuevos datos, tales como los proporcionados por las terrazas marinas y los corales (por ejemplo, Cabioch e Ayliffe, 2001; Chappell, 1974; Chappell et al., 1996; Yokoyama et al., 2001; Siddall et al., 2006).

Shackleton e Opdyke (1973) propusieron una escala que permitiría estimar el tiempo basada en la relación entre los isótopos  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  que está vinculada a un enriquecimiento de  $^{16}\text{O}$  del océano por el derretimiento de las capas de hielo. Un periodo glacial se caracteriza por una mayor cantidad de  $^{18}\text{O}$  en el océano que en un periodo interglacial. Esto define Estadios isotópicos (S. I.) y Subestadios isotópicos (S.S.I.) en función de la cantidad de  $^{18}\text{O}$  para cada

una de estas etapas. Dichos estadios y subestadios se determinan con números y su número crece gradualmente a medida que avanzamos en el tiempo geológico. En dicha numeración, es posible diferenciar los períodos interglaciares con números impares de las edades de hielo que dan números pares. Las variaciones dentro de un ciclo climático son bastante complejas, podemos distinguir varios episodios climáticos cálidos intercalados con episodios fríos correspondientes a variaciones menores en  $^{18}\text{O}$ . Para diferenciar subestadios fríos y cálidos, se les asigna tantas letras (a, b, c, d, e) o decimales (por ejemplo, 5.1, 5.2, 5.3).

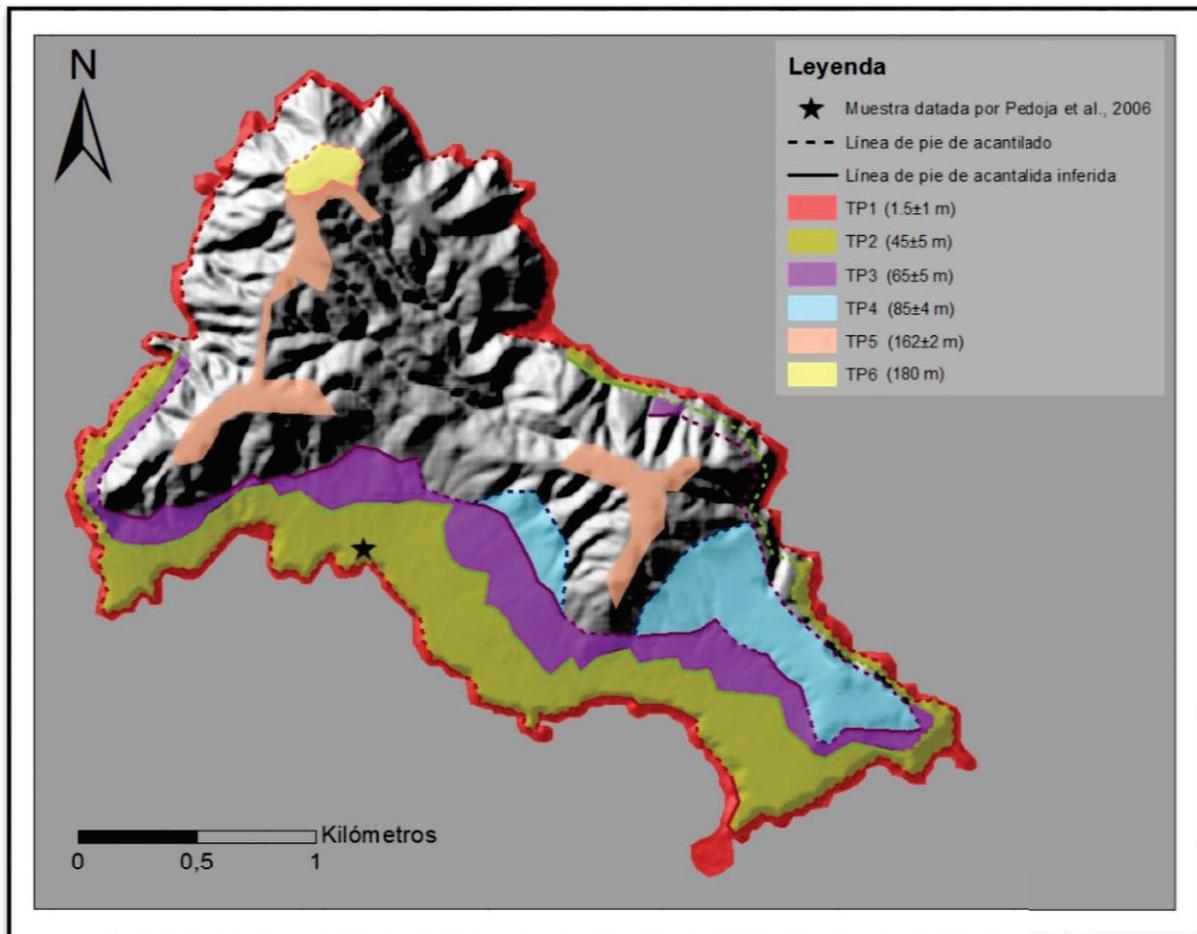


**Figura 3.8.** Los ciclos eustáticos y los diferentes estados isotópicos en los últimos 2 Ma. Tenga en cuenta el cambio en la ciclicidad 800 ka. Más allá de 800 ka, los ciclos eustáticos son menos marcados. Los números impares corresponden a etapas interglaciares y los números pares con etapas glaciares. Las letras a, c y e corresponden a interestadiales interglaciares y b, d a interestadiales glaciares (ver Saillard, 2008).

## 3.2. LA ISLA DE LA PLATA

### 3.2.1. Cartografía de terrazas marinas

En la Isla de La Plata, las terrazas marinas se encuentran bien claras y los pies de acantilado bien desarrollados probablemente debido a que la litología dominante es principalmente el basamento Piñon lo que dificulta la erosión y preserva estas estructuras. La figura 3.9 presenta el mapa de terrazas marinas de la Isla de la Plata con 6 niveles.



**Figura 3.9.** Mapa de terrazas marinas cartografiadas en la Isla de La Plata, los 6 niveles de terrazas se representan con distintos colores. Las líneas continuas representan los pies de acantilado cartografiados, mientras que las líneas punteadas constituyen el camino que se asume siguen las líneas de pie de acantilado alrededor de toda la isla.

Las terrazas presentes en la isla no son perfectamente continuas alrededor de la isla y prácticamente desaparecen en el norte donde es difícil apreciar la morfología de las terrazas marinas (Figuras 3.9 y 3.10) y aunque en el mapa se han asumido la continuidad de los niveles de terrazas marinas, solo es posible determinar la ubicación de los pies de acantilado en escasos lugares y en el campo solo se evidencia un gran acantilado costero entre el nivel del mar actual y la terraza más alta (TP6).



**Figura 3.10.** Fotografía de la Isla de La Plata. Al NW: un gran acantilado costero hasta casi el punto más alto de la Isla. Ningún nivel preservado. Al SE: niveles de terrazas en escalera. Alrededor de toda la Isla: el nivel más joven TPI (~1.5 m encima del nivel del mar. Nivel más oscuro en la foto).

Sin embargo, al sur la forma de las terrazas está bien clara lo que permite asumir una posible continuidad de la mayoría de las terrazas alrededor de toda la isla. Así mismo las plataformas de las terrazas marinas son mucho más anchas al sur y oeste de la isla que en el resto de la misma. A partir de la cartografía de los pies de acantilado se identificaron 6 terrazas marinas cuyas plataformas tienen un rango de altura aproximado entre 1.5 y 180 m.

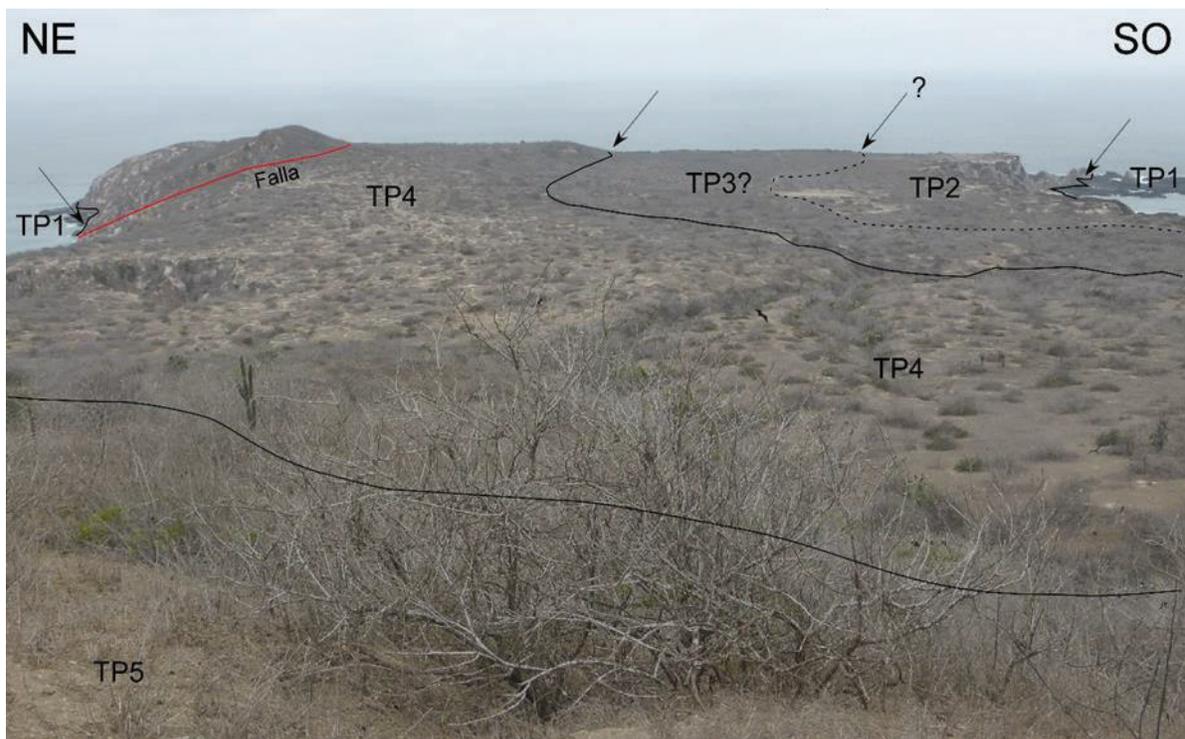
### **3.2.1.1. TPI**

Presenta una altura del pie de acantilado de  $1.5 \pm 1$  m, determinada en campo ya que en el modelo digital no se observa por el tamaño del pixel (DEM resolución de 4 m) (Figura 3.13, Perfil A-A'). Esta primera terraza, presenta una plataforma de 20 m de ancho

aproximadamente (Figura 3.13); su morfología es apreciable en determinadas zonas de la isla en especial al sur, sin embargo, es posible observar una continuidad alrededor de toda la isla (Figura 3.11).

### 3.2.1.2. TP2

La terraza se desarrollada en todo el sur de la isla (Figuras 3.9, 3.11, 3.13) y desaparece al oeste. La altura de pie de acantilado de esta terraza es de  $45\pm 5$  m, con una plataforma de 170 m a 300 m de ancho aproximadamente. En la morfología de esta terraza es apreciable el declive del acantilado.



**Figura 3.11.** Fotografía tomada al sur de la Isla de La Plata donde se observan los niveles TP1, TP2, TP3 y TP4. Las flechas y las trazas indican los pies de acantilado respectivos.

### 3.2.1.3. TP3

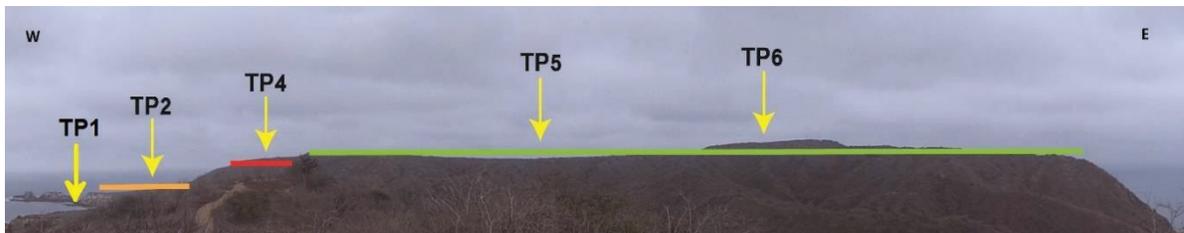
Esta terraza tiene una altura de pie de acantilado de altura  $65\pm 5$  m, con una plataforma de 50 m a 250 m de ancho (Figura 3.13). Se desarrolla en algunas zonas al sur de la isla y en determinados puntos al norte (Figura 3.11, B).

#### 3.2.1.4. TP4

Esta terraza tiene un pie de acantilado con una altura  $85\pm 4$  m y una plataforma de 80 m a 200 m de ancho, es difícil seguir su continuidad, se encuentra mejor preservada en la punta sur de la isla (Figuras 3.11, 3.11 y 3.13). Hacia el sur de la isla la morfología de este nivel de terraza no es completamente plana debido a la presencia de una falla (Figura 3.14). La falla parece posterior a la formación de la terraza porque en ambos lados, la morfología de la superficie es plana y típica de una terraza marina y significa que ya la terraza estaba erosionada por el mar y formada cuando la falla actuó (Figura 3.11).

#### 3.2.1.5. TP5

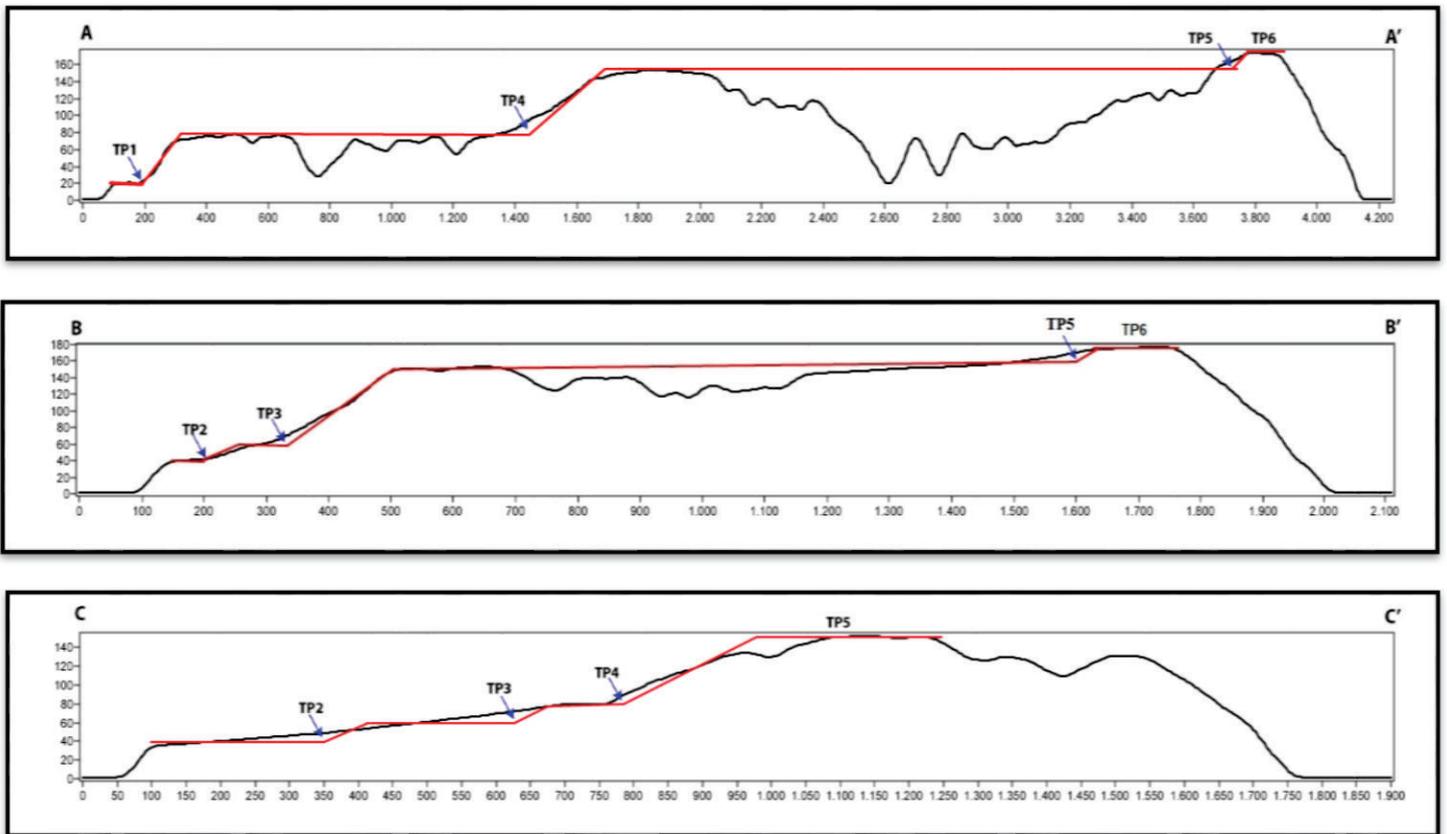
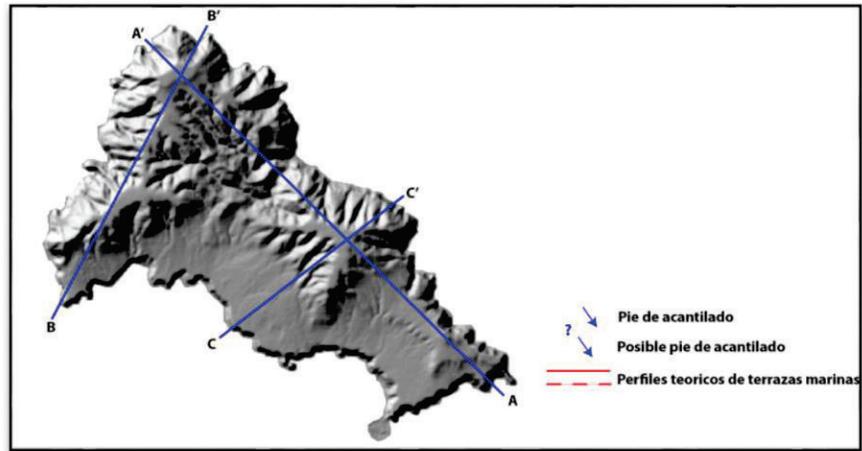
El pie de acantilado de esta terraza es solo apreciable en la punta norte de la isla donde se localiza el principal alto topográfico, esta terraza representa el punto más alto al centro de la isla donde alcanza valores de 155 m aproximadamente (Figura 3.12). El pie de acantilado tiene valores de  $162\pm 2$  m de altura y la plataforma tiene de 200 m a 650 m de ancho (Figura 3.13).



**Figura 3.12.** Fotografía tomada al sur-este de la Isla de La Plata donde se observan los niveles TP2, TP4, TP5 y TP6.

#### 3.2.1.6. TP6

Representa el alto topográfico de la isla, se encuentra preservada en la punta norte de la misma y la plataforma del nivel de terraza marina alcanza alturas de hasta 180 m (Figuras 3.12 y 3.13).



**Figura 3.13.** Perfiles topográficos obtenidos a partir del Modelo Digital de Elevación de resolución 4m, en los que se han ubicado los distintos niveles de terrazas marinas.

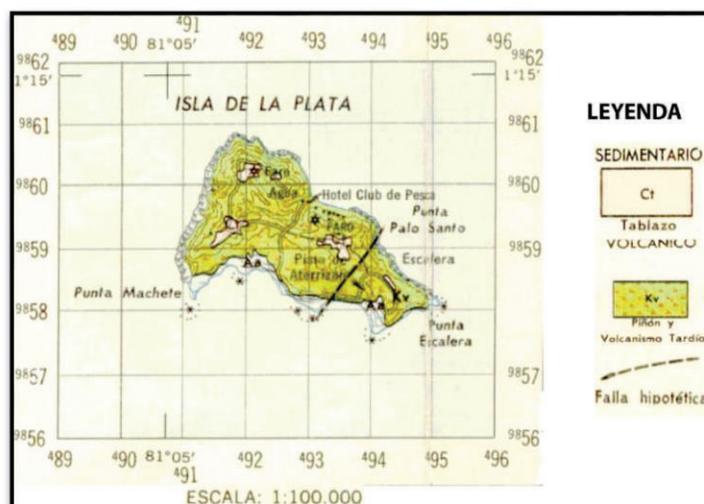
### 3.2.2. Tectónica de la Isla de la Plata

En la isla, la actividad tectónica no es muy evidente, en trabajo de campo se ha encontrado al sureste de la isla la presencia de una falla SSO-NNE (Figura 3.14) que afecta los niveles de terrazas marinas.



**Figura 3.14.** Fotografía tomada al sureste de la Isla de La Plata donde se evidencia la presencia de una falla.

En el mapa geológico elaborado por el Ministerio de Recursos Naturales y Turismo de 1970 se observa una falla hipotética al este de la isla (Figura 3.15), cuyo escarpe parece corresponder más bien al acantilado entre TP4 y TP5.



**Figura 3.15.** Mapa Geológico de la Isla de La Plata (Tomado del Mapa Geológico Detallado del Ecuador, hoja de Montecristi, realizado por el Ministerio de Recursos Naturales y Turismo, 1970).

Por otro lado, se evidencia un basculamiento, el cual se nota por la presencia de terrazas al sur y sur-oeste y un acantilado al norte -este que va desde el punto más alto de la isla hasta el mar, sino un nivel de terraza bien preservado (Figura 3.13). El hecho de que las terrazas se han formado y preservado al sur y sur-oeste de la isla únicamente podría evidenciar una posible estructura ciega actuando bajo la isla o algún proceso mucho más profundo y complejo.

### **3.3. PENÍNSULA DE MANTA**

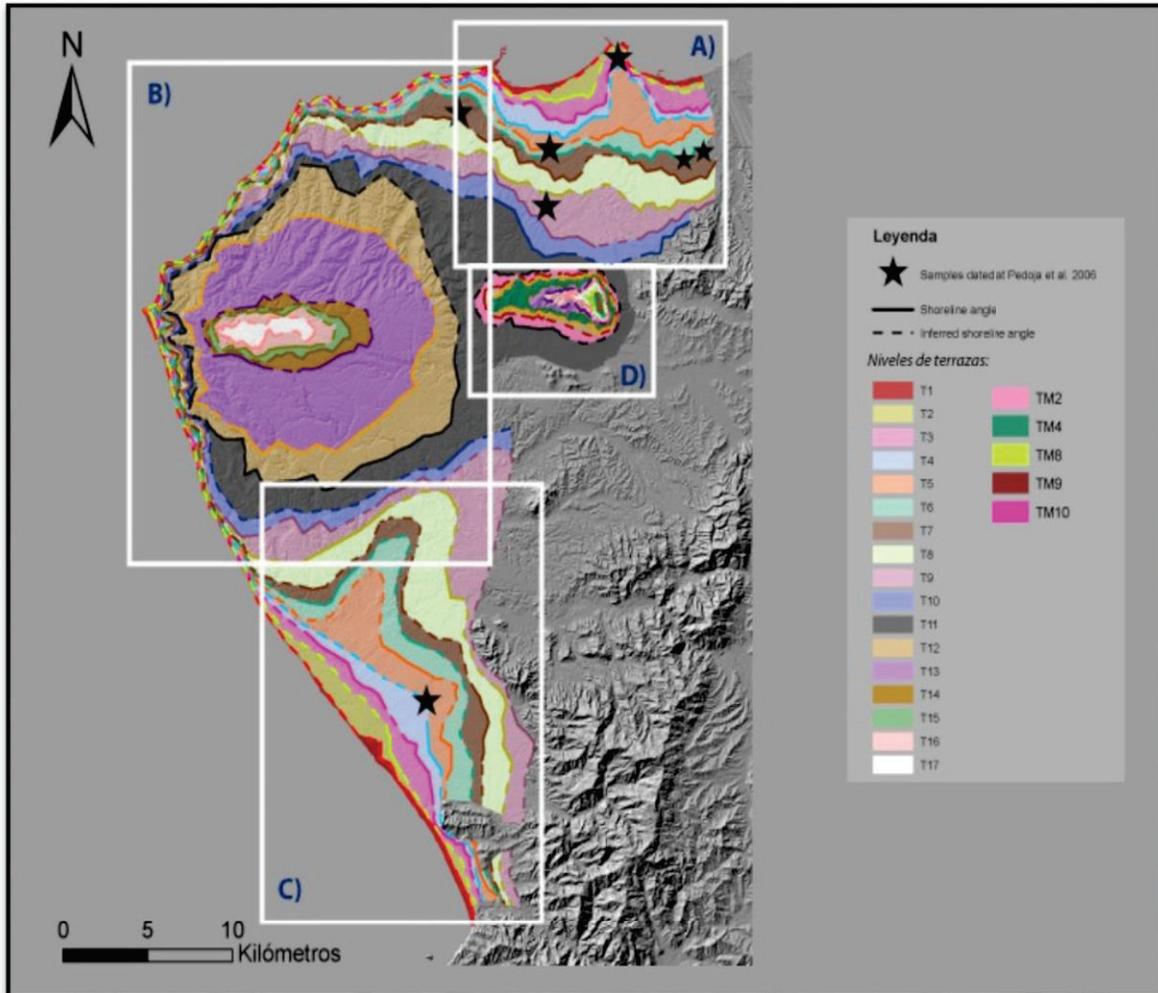
#### **3.3.1. Cartografía de Terrazas Marinas**

La cartografía de las terrazas marinas en la península de Manta a diferencia de la Isla de La Plata se dificulta debido a la morfología heterogénea de la península, la erosión fluvial y un levantamiento activo evidente en regiones de la península. Por ello se han correlacionado los niveles de terrazas marinas agrupadas en distintas zonas de la península. Dichas zonas se han elegido debido a las características similares que presentan tanto las terrazas cartografiadas como la morfología general de cada zona (Figura 3.16).

Hacia el norte de la península, la erosión es mucho más intensa que en el sur (Figura 3.16, norte del recuadro B), lo que impide una buena visualización de las terrazas marinas a excepción de las terrazas más jóvenes donde la forma típica de escalera puede ser observada como en la Bahía de Manta (Cuadro A).

El Aromo y Montecristi destacan como dos formas donde el trazo de los niveles de terrazas marinas sigue una forma semicircular bordeando un promotorio central, asemejándose a una paleo isla, tal como se sugirió en el trabajo de Pedoja et al.,2006. Aquí además se concentran los niveles de terrazas más altos cartografiados en toda la península. La morfología al sur de

El Aromo constituye una rasa con varios niveles dentro donde las terrazas tienen una ligera inclinación hacia el sur.

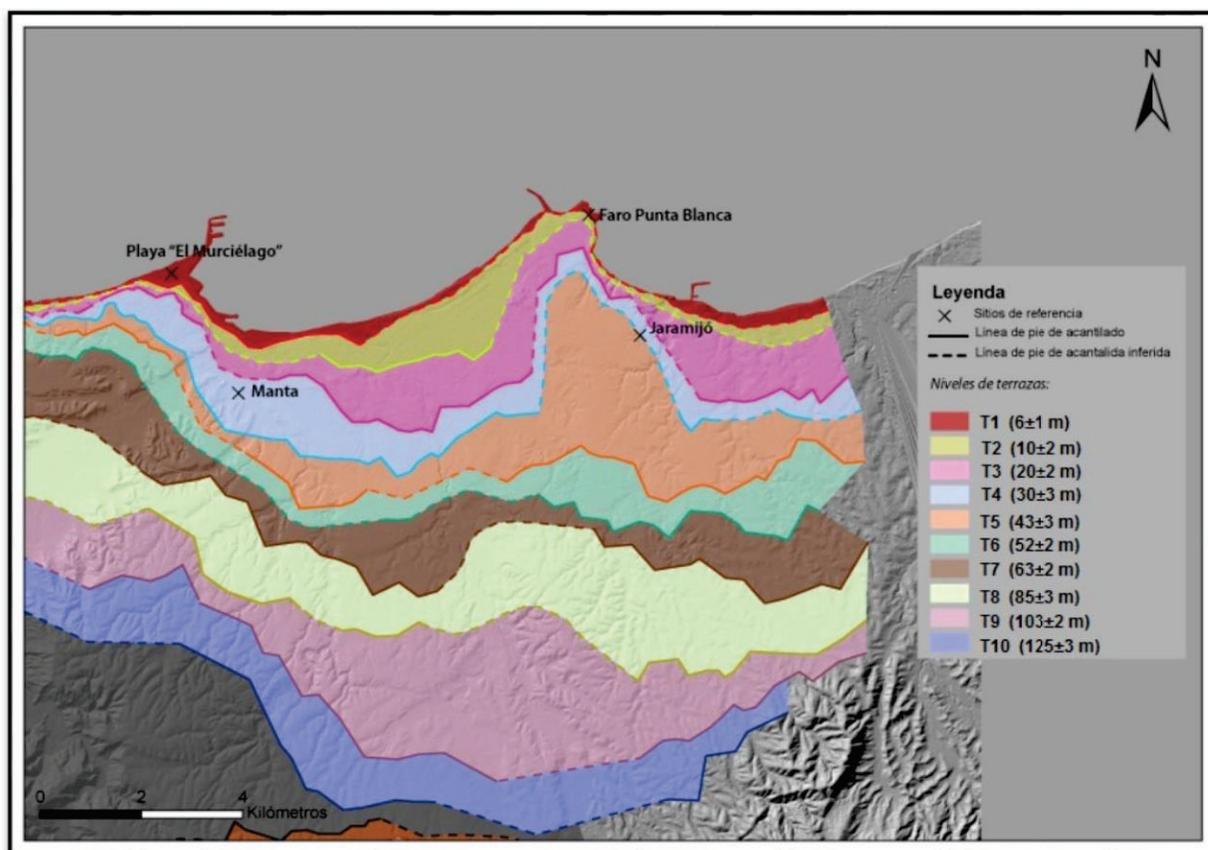


**Figura 3.16.** Mapa de terrazas marinas cartografiadas en la Península de Manta, los niveles de terrazas se representan con distintos colores. Las líneas continuas representan los pies de acantilado cartografiados, mientras que las líneas punteadas constituyen el camino que se asume siguen las líneas de pie de acantilado. Se diferencian las 4 zonas en las que se ha dividido a la península para la descripción de la cartografía: A) Norte de la península- Puerto de Manta y Jaramijó. B) Zona de El Aromo. C) Sur de la península- Manantiales y Puerto Cayo. D) Montecristi.

En general en península de Manta podemos identificar hasta un máximo de 17 niveles de terrazas, cuyas plataformas tienen alturas de un rango de 5 a 180 m. Mientras que en el Monte Montecristi se identificaron hasta 10 niveles con una morfología en escalera alrededor de la montaña típica de las terrazas marinas (Figura 3.25). Las plataformas tienen alturas con un rango aproximado de 150 m a 550 m.

### 3.3.1.1. Cartografía de las terrazas marinas al norte de la península-. Puerto de Manta y Jaramijó.

En esta zona se cartografían 10 niveles de terrazas marinas en un rango de alturas de  $6\pm 1$  m a  $125\pm 3$  m. En esta zona, la mayoría de las terrazas se han preservado mucho mejor que en el resto de la península (Figuras 3.16, 3.17 y 3.18).



**Figura 3.17.** Mapa de terrazas marinas cartografiadas en la zona norte correspondiente al cuadro A) de la Figura 3.16, los 10 niveles de terrazas se representan con distintos colores. Las líneas continuas representan los pies de acantilado cartografiados, mientras que las líneas punteadas constituyen el camino que se asume siguen las líneas de pie de acantilado.

#### 3.3.1.1.1. T1

Este nivel de terraza marina, representa el más joven de la península, con una altura de pie de acantilado de  $6\pm 1$  m y una plataforma con un ancho que varía de 50 m a 400 m. Hacia el este está poco desarrollado, sin embargo, en la zona del puerto de Manta es posible seguir

este nivel de terraza de forma continua en una longitud aproximada de 4000 metros, además en este sector el ancho de plataforma de la terraza es mayor (Figura 3.18, Perfiles C-C', D-D').

#### 3.3.1.1.2. T2

Mejor desarrollada, igual que el anterior nivel, hacia el puerto de Manta esta terraza presenta una línea de pie de acantilado con una altura de  $10\pm 2$  m, con un ancho de plataforma de 90 m a 1100 m donde los valores más altos se presentan en la ciudad de Manta. Hacia el este y oeste esta terraza pierde continuidad (Figura 3.18, Perfiles A-A', B-B', C-C').

#### 3.3.1.1.3. T3

En esta zona en este nivel es posible seguir su continuidad de manera muy precisa. Presenta una altura de pie de acantilado de  $20\pm 2$  m, con un ancho de plataforma de 250 m a 1200 m donde los valores de ancho menores se ubican en la zona del Faro de Punta Blanca (Figura 3.18).

#### 3.3.1.1.4. T4

El nivel es el mejor desarrollado en esta zona, aunque desaparece completamente a la altura del área del Faro de Punta Blanca. Presenta un pie de acantilado con una altura  $30\pm 3$  m con un ancho de plataforma de 350 m a 1200m (Figura 3.18, Perfiles A-A', C-C').

#### 3.3.1.1.5. T5

A diferencia del resto de terrazas previamente descritos, este nivel se diferencia principalmente en la forma que dibuja la línea de pie de acantilado, los niveles previamente descritos siguen la forma actual de la costa delineando las formas en U en el área de Jaramijó y Manta mientras que la terraza T5 describe una línea continua. El trazo de la línea de pie de acantilado es posible seguirlo alrededor de toda la península, con una altura de pie de acantilado de  $43\pm 3$  m y una plataforma con un ancho de 200 m a 3300 m (Figura 3.18).

## 3.3.1.1.6. T6

En esta zona la terraza se desarrolla bien al este y desaparece hacia la zona de la bahía de Manta y vuelve a tener continuidad a la altura de la playa “El Murciélago”, presenta un pie de acantilado de  $52\pm 2$  m y un ancho de plataforma de 315 m a 1000 m (Figura 3.18, Perfil A-A’).

## 3.3.1.1.7. T7

Con un pie de acantilado de  $63\pm 2$  m. Presenta un ancho de plataforma de 500 m a 1500 m (Figura 3.18, Perfiles B-B’, D-D’).

## 3.3.1.1.8. T8

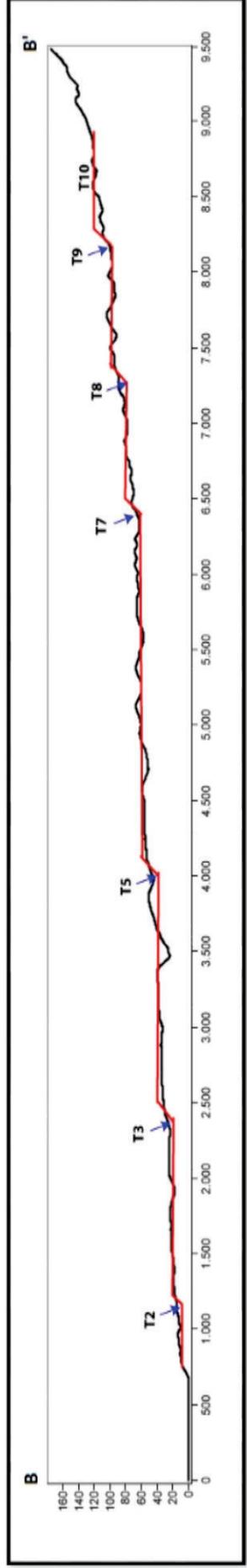
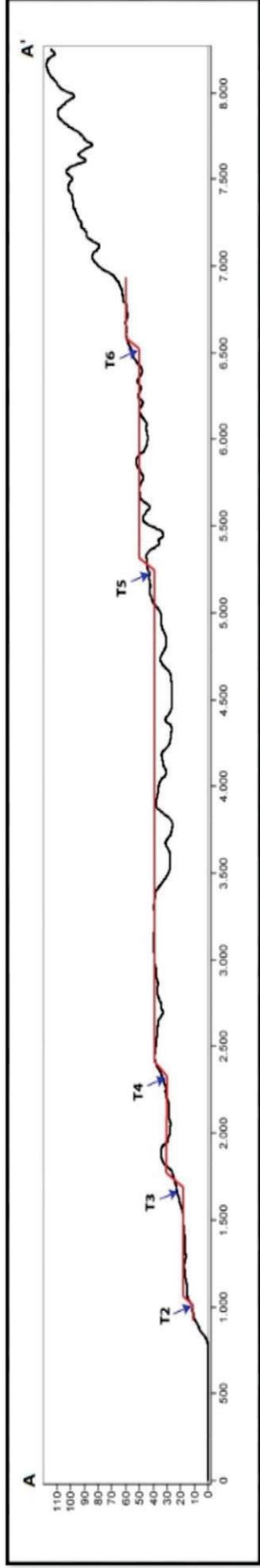
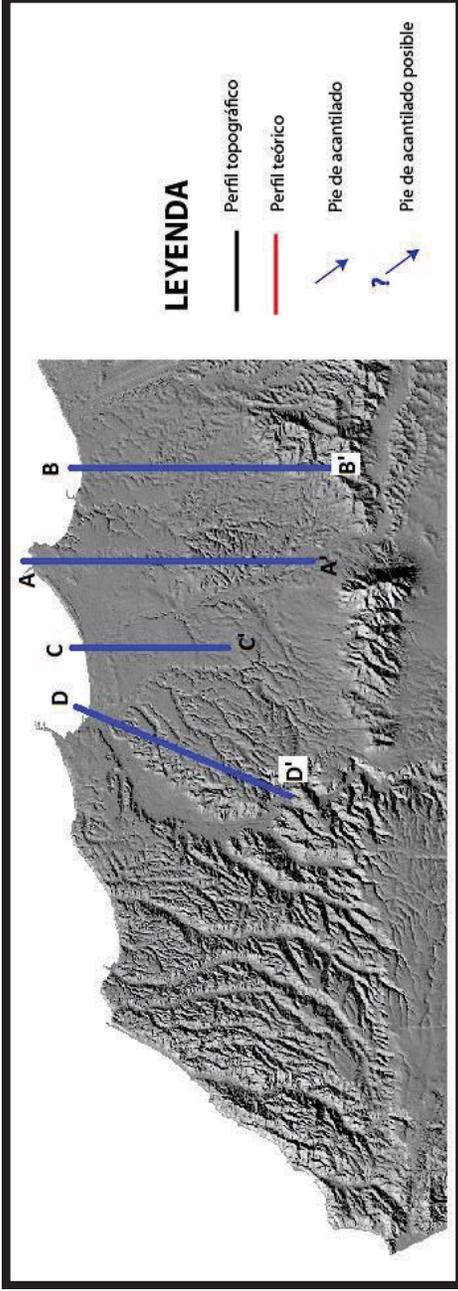
En general esta terraza se desarrolla bastante a lo largo de esta zona, con una altura de pie de acantilado de  $85\pm 3$  m. Aquí el ancho de la plataforma es de 550 m a 1800 m (Figura 3.18, Perfiles B-B’, D-D’).

## 3.3.1.1.9. T9

Este nivel es muy fácil de seguir en esta zona, con una altura de pie de acantilado de  $103\pm 2$  m y un ancho de plataforma de 450 m a 2500 m (Figura 3.18, Perfiles B-B’, D-D’).

## 3.3.1.1.10. T10

Este nivel constituye el nivel más alto cartografiado en esta zona, es posible seguir con bastante precisión el pie de acantilado. Con una altura de pie de acantilado de  $125\pm 3$  m, presenta en esta zona un ancho de plataforma de 420 m a 1200 m (Figura 3.18, Perfil B-B’).



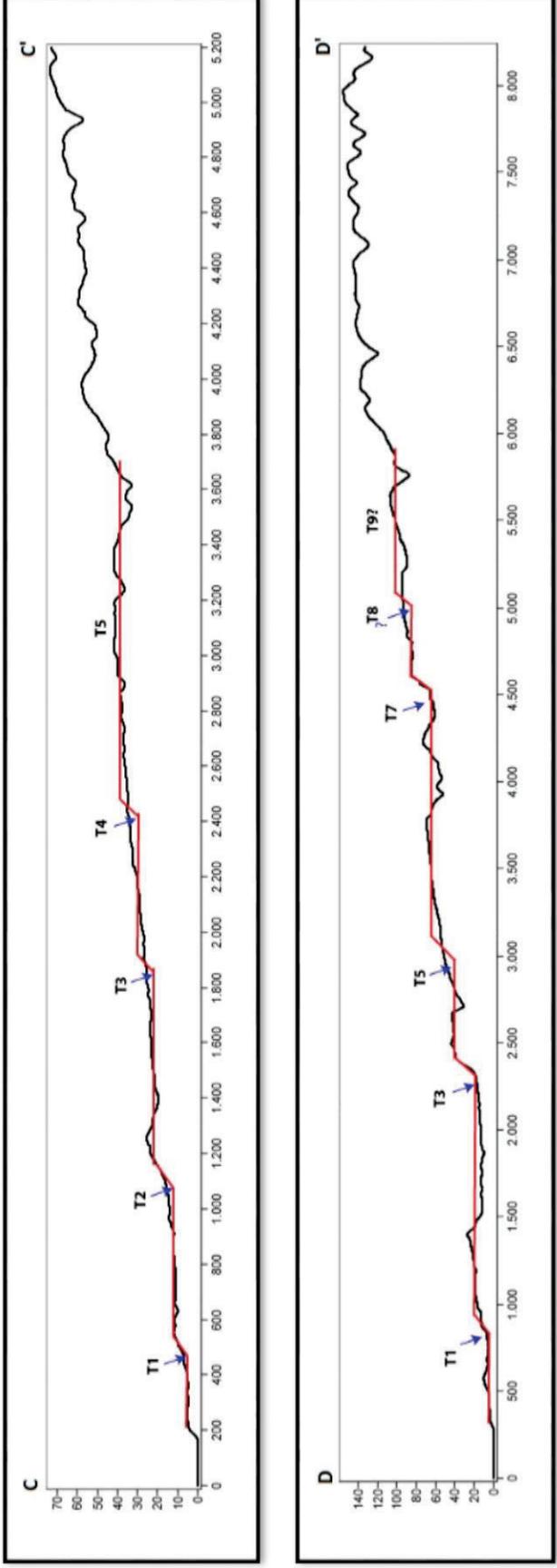
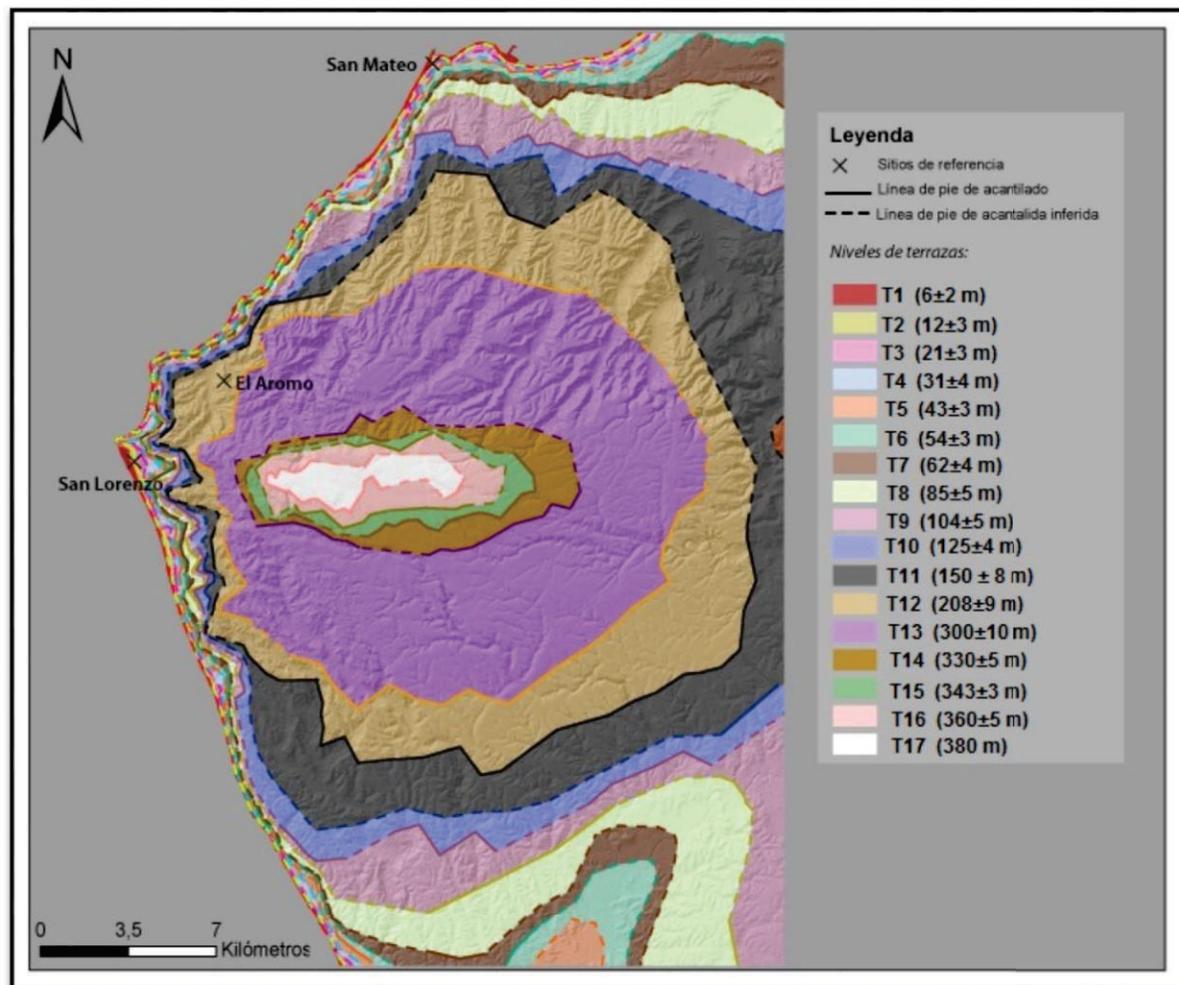


Figura 3.18. Perfiles topográficos correspondientes al norte de la península donde se marcan los niveles de terrazas marinas aquí cartografiado.

### 3.3.1.2. Cartografía de las terrazas marinas en El Aromo.

Esta zona muestra un cambio importante entre el norte y sur respecto a la morfología de las terrazas, en esta zona se han cartografiado en esta zona 17 niveles de terrazas. (Figuras 3.16, 3.19).



**Figura 3.19.** Mapa de terrazas marinas cartografiadas en la zona correspondiente al cuadro B) de la Figura 3.16, los 17 niveles de terrazas se representan con distintos colores. Las líneas continuas representan los pies de acantilado cartografiados, mientras que las líneas punteadas constituyen el camino que se asume siguen las líneas de pie de acantilado.

En los perfiles topográficos se observa un ligero basculamiento (Figura 3.21) hacia el sur, por otro, es complicado determinar las alturas de pie de acantilado al norte de esta zona

debido a la intensa erosión, mientras que al suroeste los niveles de terrazas marinas son más evidentes con excepción de los niveles más bajos que en general pierden continuidad hacia el sur.

#### 3.3.1.2.1. T1

En esta zona este nivel de terraza no se encuentra muy bien desarrollado, es posible cartografiarlo al oeste en San Lorenzo y al norte en San Mateo, en la parte suroeste de El Aromo desaparece completamente. La altura de pie de acantilado es de  $6\pm 2$  m y el ancho de la plataforma presenta valores considerablemente menores de 20 m a 130 m (Figura 3.21, Perfil A-A').

#### 3.3.1.2.2. T2

Este nivel se preserva mejor al oeste donde es posible seguir su continuidad por una longitud de 7000 m hacia el suroeste desde San Lorenzo, aunque más hacia el sur vuelve a perder continuidad. Al norte se preserva al igual que la anterior terraza en la zona de San Mateo. La altura de pie de acantilado es  $12\pm 3$  m y el ancho de plataforma se reduce a valores en un rango de 45 m a 150 m (Figura 3.21, Perfil E-E').

#### 3.3.1.2.3. T3

Aunque esta terraza no presenta muy buena continuidad en esta zona, no desaparece por completo y es posible seguirla a lo largo de toda el área, se desarrolla mejor al norte del Aromo y al oeste en San Lorenzo. La altura de pie de acantilado es  $21\pm 3$  m y el ancho de plataforma varía de 110 a 230 m (Figura 3.21, Perfil A-A').

#### 3.3.1.2.4. T4

Este nivel no se encuentra muy bien desarrollado, aunque es posible seguir la línea de pie de acantilado, el trazo del nivel de terraza pierde continuidad. El ancho de la plataforma

presenta valores de 30 a 160 m y la altura de pie de acantilado es de  $31\pm 4$  m (Figura 3.21, Perfil A-A').

#### 3.3.1.2.5. T5

De igual forma esta terraza en este sector se desarrolla muy bien, aunque pierde continuidad en pequeñas zonas al NW y SW de El Aromo. Presentan plataformas de anchos entre 40 a 120 m y una altura de pie de acantilado de  $43\pm 3$  m (Figura 3.21, Perfiles A-A', B-B').

#### 3.3.1.2.6. T6

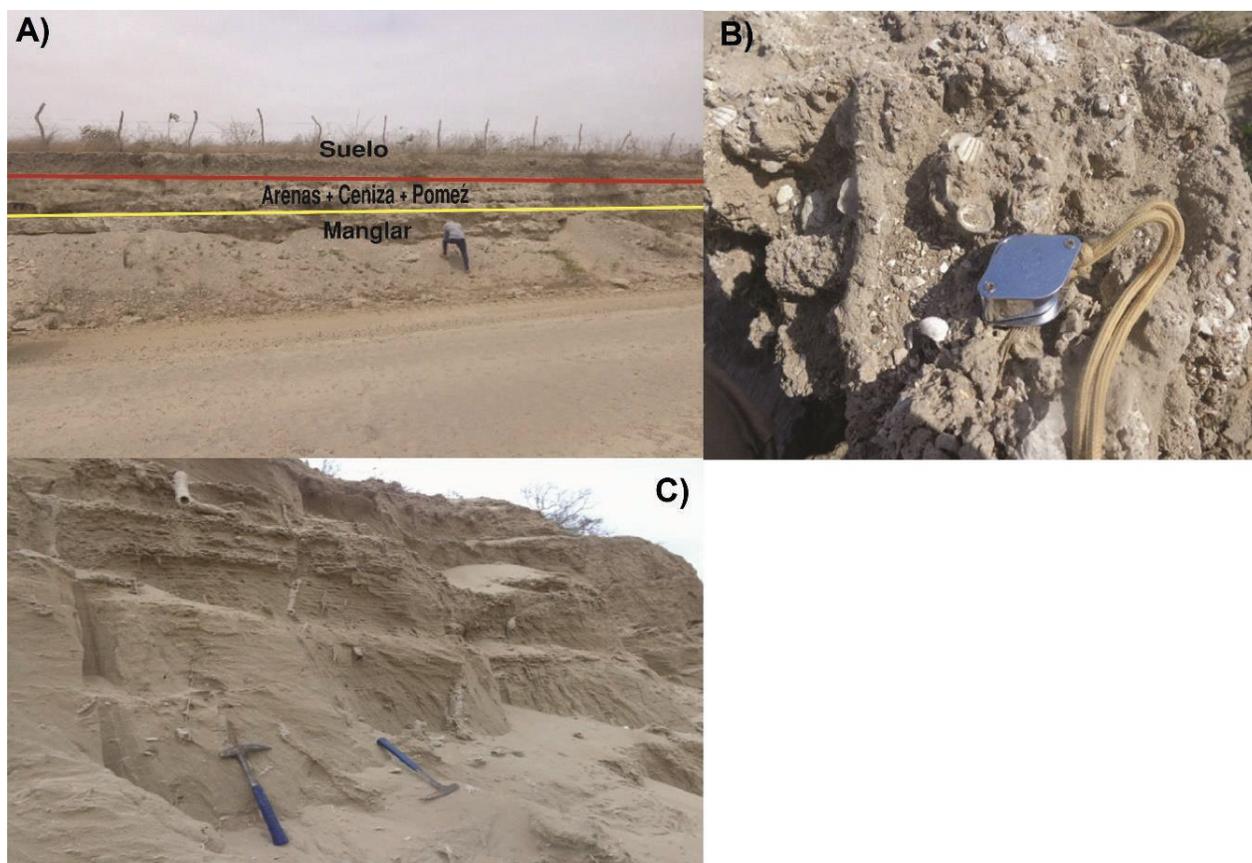
Esta terraza no se desarrolla muy bien en esta zona, aunque es posible seguirla alrededor de El Aromo pierde continuidad. El ancho de pie de acantilado se reduce a un rango de 45 a 400 m y la altura del pie de acantilado es de  $54\pm 3$  m (Figura 3.21, Perfil B-B', C-C', D-D').

#### 3.3.1.2.7. T7

Este nivel de terraza tiene una altura de pie de acantilado de  $62\pm 4$  m. Desde San Lorenzo y hacia el norte es posible seguir este nivel con facilidad. El ancho de la plataforma se reduce considerablemente, en relación a la zona anterior, con valores que van desde 30 a 750 m, los valores más altos de ancho de plataforma se hallan hacia el sur de El Aromo (Figura 3.21, Perfiles A-A', E-E').

#### 3.3.1.2.8. T8

Al igual que el anterior nivel, el ancho de plataforma de este nivel se reduce desde el norte y se ensancha hacia el sur de El Aromo. El ancho de plataforma varía entre valores de 70 y 1100 m, la altura de pie de acantilado es de  $85\pm 5$  m (Figura 3.21, Perfiles A-A', B-B', C-C', D-D').



**Figura 3.20.** Depósitos de las terrazas marinas presentes en El Aromo. A) Secuencia estratigráfica para el nivel T15 B) Arena y conchas depositadas en el nivel T10. C) Depósitos de arena de playa y bioturbación del nivel T9.

#### 3.3.1.2.9. T9

Este nivel de terraza bordea El Aromo hasta el sur y empieza a evidenciar la forma subredondeada. Sin embargo, este nivel desaparece mientras bordea el sur de esta zona. El ancho de plataforma es de 30 a 650 m y la altura de pie de acantilado de  $104 \pm 5$  m (Figura 3.21, Perfil A-A', C-C', D-D', E-E'). En la Figura 3.20, B se observa un depósito sedimentario correspondiente a este nivel de terraza marina conformado por arena fina, conchas y evidencia de bioturbación.

#### 3.3.1.2.10. T10

Es muy difícil seguir este nivel de terraza en esta zona, se puede seguir en distancias cortas al norte y oeste. El ancho de plataforma varía de 100 a 500 m con una altura de pie de

acantilado de  $125\pm 4$  m (Figura 3.21, Perfiles A-A', B-B', C-C', D-D'). La Figura 3.20, B muestra la presencia de arena y conchas depositadas en este nivel de terraza.

#### 3.3.1.2.11. T11

Esta terraza bordea completamente El Aromo, describiendo un trazo semicircular. Presenta una altura de pie de acantilado de  $150\pm 8$  m y un ancho de plataforma de 150 a 2000 m (Figura 3.21, Perfiles B-B', C-C', D-D', E-E').

#### 3.3.1.2.12. T12

La forma circular está muy bien marcada con este nivel de terraza que se desarrolla muy bien alrededor de El Aromo con una altura de pie de acantilado de  $208\pm 9$  m y un ancho de plataforma de 150 a 2800 m (Figura 3.21, Perfiles B-B', C-C', D-D', E-E').

#### 3.3.1.2.13. T13

Con una altura de pie de acantilado de  $300\pm 10$  m, este nivel difiere de los últimos descritos anteriormente; este nivel no presenta una forma circular sino más bien marca un cambio a una forma alargada en sentido E-W, además la altura del pie de acantilado es considerablemente mayor a la anterior. El ancho de plataforma varía de 600 a 4600 m (Figura 3.21, Perfiles B-B', C-C', D-D', E-E').

#### 3.3.1.2.14. T14

Este nivel presenta una altura de pie de acantilado de  $330\pm 5$  m se desarrolla mejor hacia el este. El ancho de la plataforma varía de 400 a 1000 m (Figura 3.21, Perfiles D-D', E-E').

#### 3.3.1.2.15. T15

Este nivel se desarrolla mejor al norte, tiene una altura de pie de acantilado de  $343\pm 3$  m y un ancho de plataforma de 230 a 1000 m (Figura 3.21, Perfiles C-C', D-D', E-E'). Para este nivel de terraza marina se evidenció en el trabajo de campo una secuencia estratigráfica de transgresión-regresión conformada por depósitos de manglar con bioturbación,

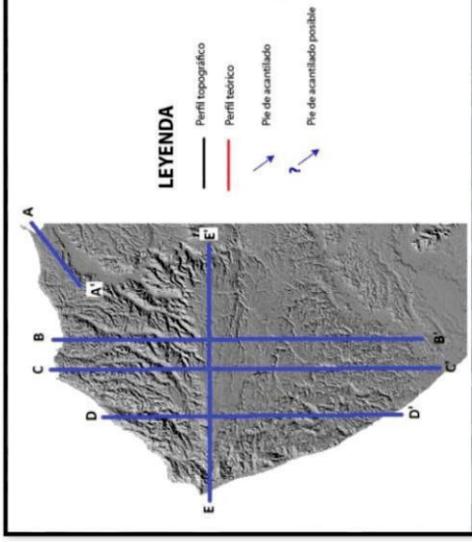
conglomerados y depósitos de playa con arena fina, fragmentos de concha y contaminados con ceniza volcánica (Figura 3.20, A).

#### 3.3.1.2.16. T16

Este constituye el nivel más alto cartografiado en la zona El Aromo con un alto de pie de acantilado de  $360\pm 5$  m y la plataforma tiene un ancho de 2000 m, su forma es más deformada que los anteriores niveles (Figura 3.21, Perfiles D-D', E-E').

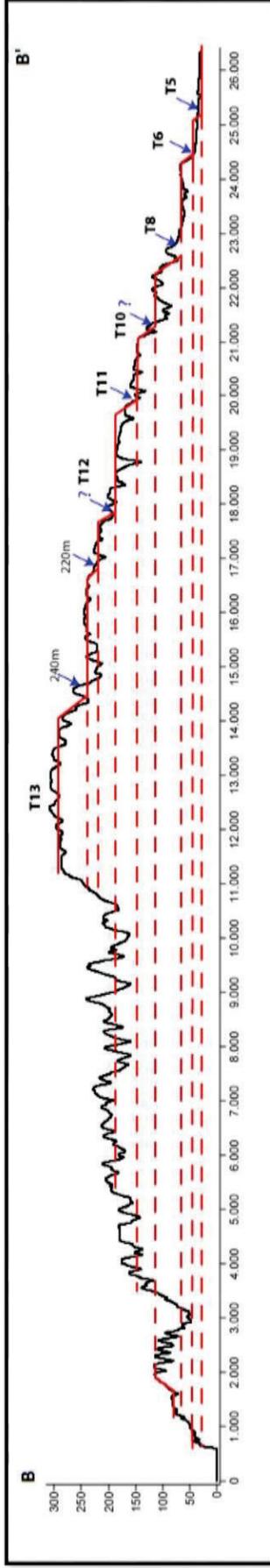
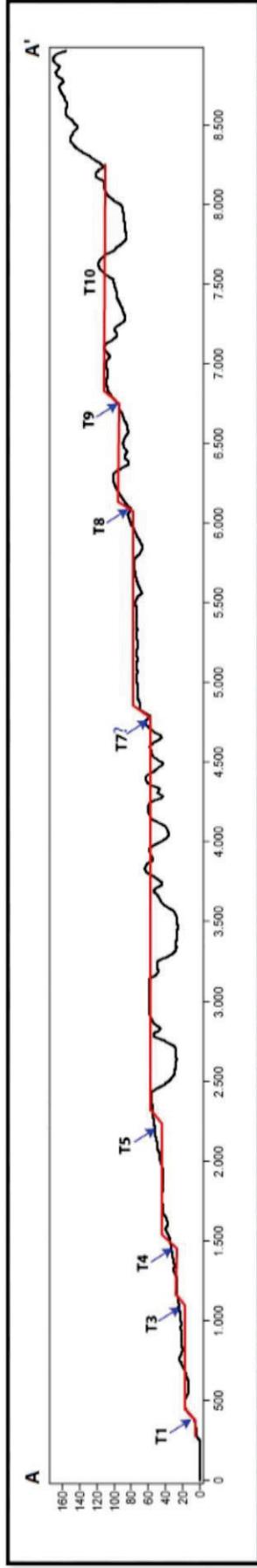
#### 3.3.1.2.17. T17

Valores de alto de plataforma de hasta 380 m este nivel constituiría el nivel más alto de El Aromo (Figura 3.21, Perfil E-E').



**LEYENDA**

- Perfil topográfico
- Perfil teórico
- ↘ Pie de acantilado
- ? ↘ Pie de acantilado posible



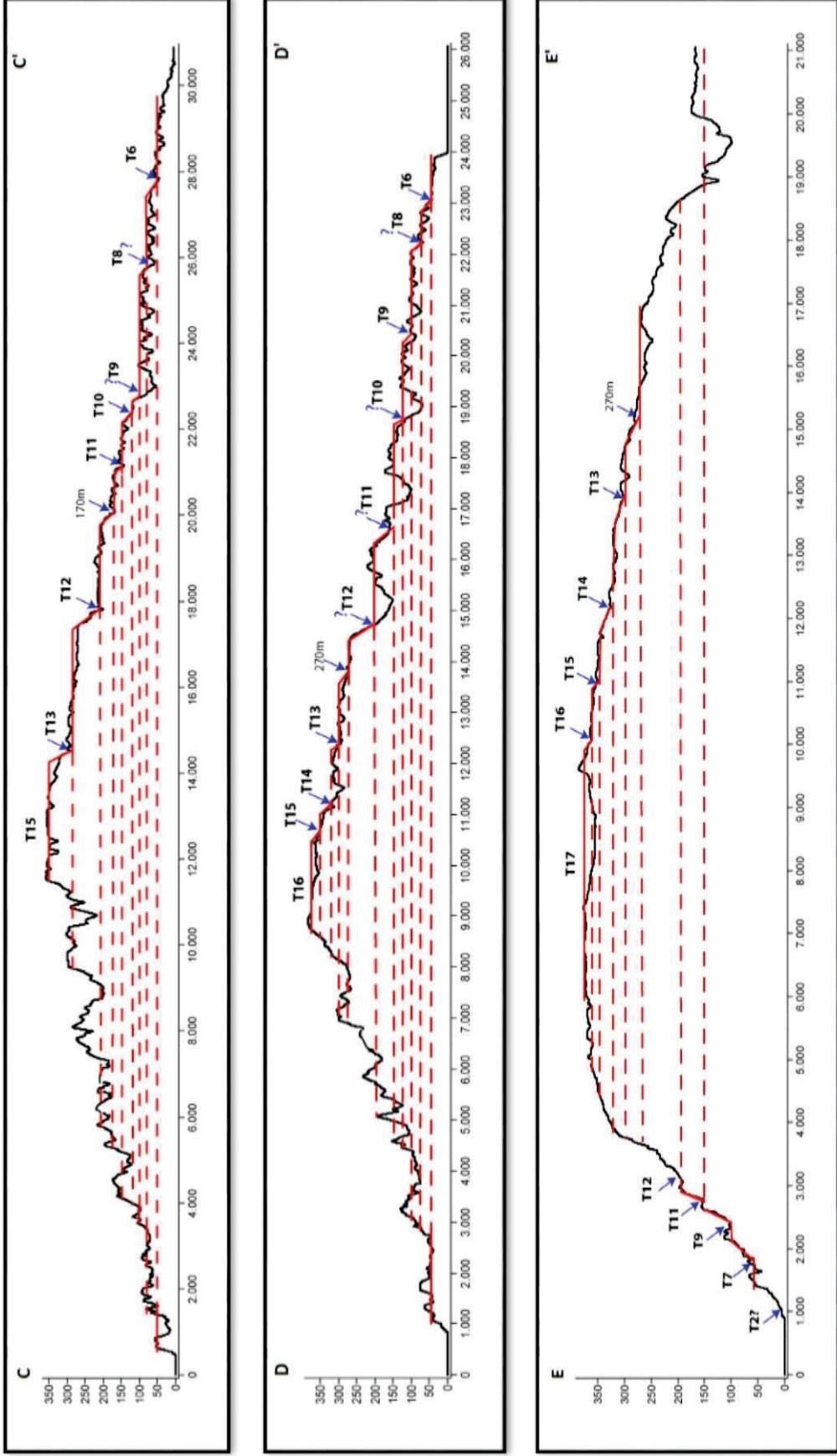
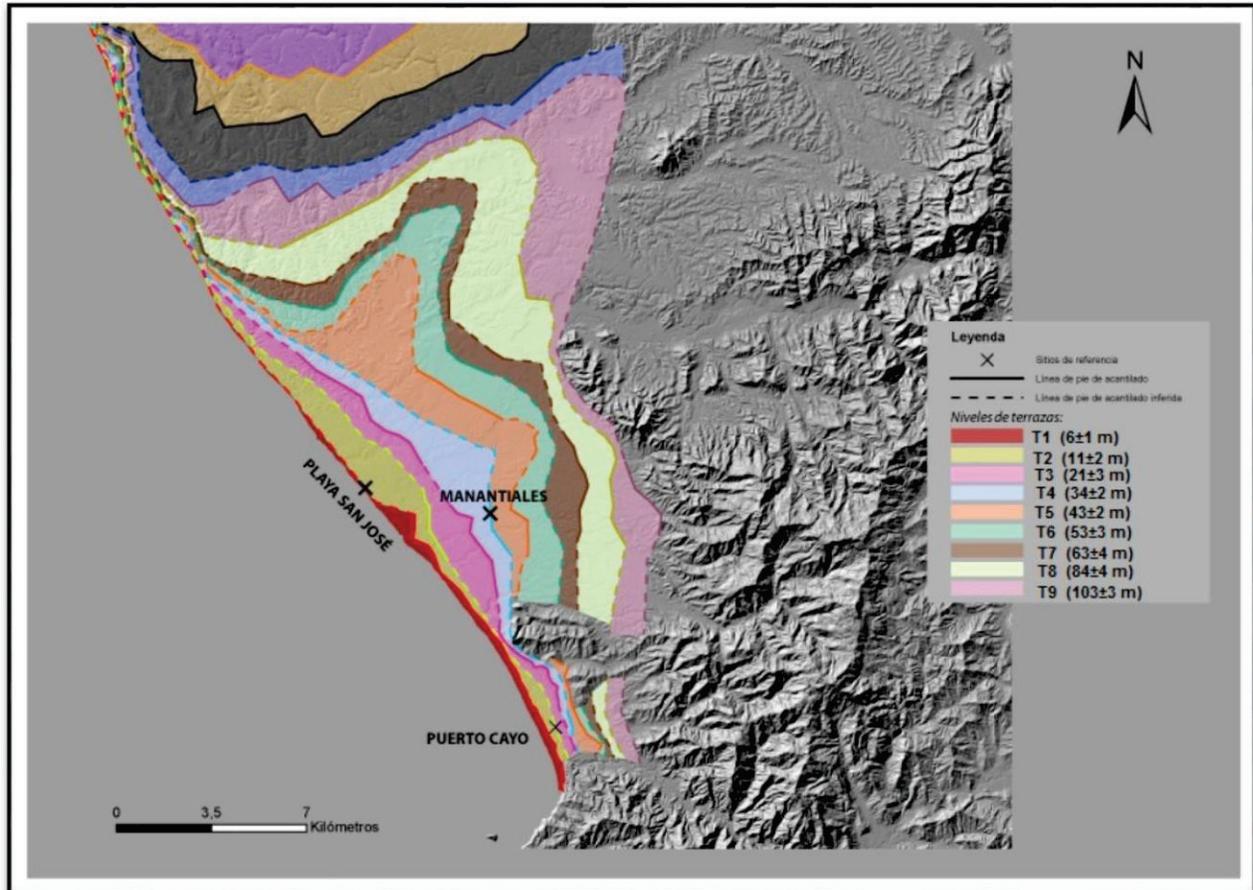


Figura 3.21. Perfiles topográficos correspondientes a El Aromo donde se marcan los niveles de terrazas marinas aquí cartografiado.

### 3.3.1.3. Cartografía de las terrazas marinas al sur de la Península Maratiales y Puerto Cayo



**Figura 3.22.** Mapa de terrazas marinas cartografiadas en la zona sur correspondiente al cuadro C) de la Figura 3.16, los 9 niveles de terrazas se representan con distintos colores. Las líneas continuas representan los pies de acantilado cartografiados, mientras que las líneas punteadas constituyen el camino que se asume siguen las líneas de pie de acantilado.

#### 3.3.1.3.1. T1

Cerca de la Playa San José esta terraza presenta una plataforma con una longitud aproximada de 12 kilómetros. La plataforma de esta terraza presenta en esta zona un ancho que va de 100 a 350 m y la altura del pie de acantilado es  $6\pm 1$  m (Figura 3.23, Perfil C-C').

## 3.3.1.3.2. T2

Aquí este nivel de terraza está mejor expresado al oeste de la localidad de Manantiales. Aquí presenta un ancho de plataforma de 110 a 650 m y una altura de pie de acantilado de  $11\pm 2$  m (Figura 3.23, Perfil B-B').

## 3.3.1.3.3. T3

Este nivel se vuelve bastante ancho en esta zona con valores de 350 a 1500 m y la altura de pie de acantilado es de  $21\pm 3$  m. Está muy bien preservada a lo largo en toda la zona sur de la península (Figura 3.23, Perfiles A-A', B-B').

## 3.3.1.3.4. T4

Hacia el sur es donde menos se desarrolla esta terraza, es posible cartografiarla al sur cerca de Puerto Cayo pero al norte pierde completamente la continuidad. Presenta valores de ancho de plataforma de 250 a 1000 m y alto de pie de acantilado de  $34\pm 2$  m (Figura 3.23, Perfiles A-A', C-C').

## 3.3.1.3.5. T5

Hacia el sur pierde continuidad en el límite sur del Aromo donde existe evidencia de erosión fluvial, aquí el trazo de la línea de pie de acantilado dibuja una ligera entrada debido a que la terraza marina ha sido excavada por el río. El pie de acantilado de este nivel es  $43\pm 2$  m y un ancho de plataforma que varía de 190 a 1500 m (Figura 3.23, Perfiles A-A', B-B', C-C').

## 3.3.1.3.6. T6

El trazo del pie de acantilado en esta zona posee características del anterior nivel, al sur de El Aromo se observa una entrada debido a la erosión fluvial. El ancho de plataforma varía de 700 a 1000 m y tiene una altura de pie de acantilado de  $53\pm 3$  m (Figura 3.23, Perfiles A-A', B-B', C-C').

## 3.3.1.3.7. T7

Hacia el sur la terraza no está muy desarrollada, a excepción de la localidad de Manantiales donde la línea de pie de acantilado es continua. El ancho de la plataforma es de 400 a 1800 m y una altura de pie de acantilado de  $63\pm 4$  m (Figura 3.23, Perfiles A-A', B-B', C-C').

## 3.3.1.3.8. T8

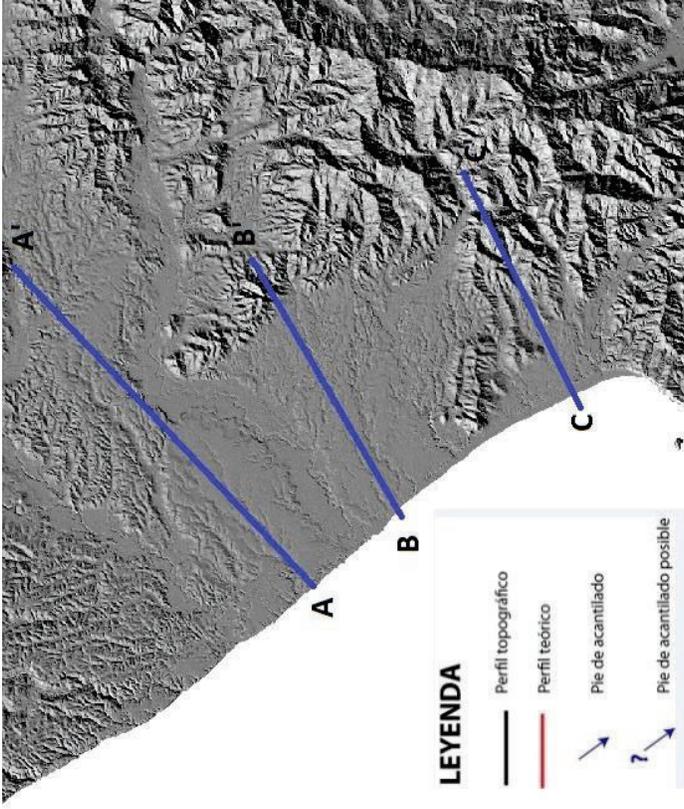
Al igual que el anterior nivel esta terraza se desarrolla solo hasta localidad de Manantiales, presenta un ancho de pie de acantilado con un rango de 850 a 1800 m y una altura de pie de acantilado de  $84\pm 4$  m (Figura 3.23, Perfiles B-B', C-C').

## 3.3.1.3.9. T9

Esta constituye el último nivel de terraza que es posible seguir hasta esta zona, aunque su forma ha sido inferida. Presenta un ancho de plataforma de 400 a 2600 m y una altura de pie de acantilado de  $103\pm 3$  m (Figura 3.23, Perfiles A-A', C-C').

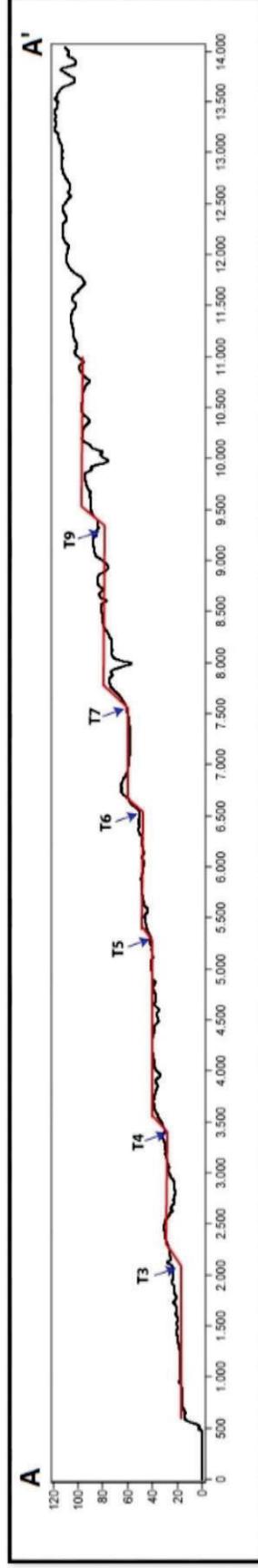
## 3.3.1.3.10. T10

Este nivel de terraza no se incluye en la cartografía en tanto que las formas no son muy claras y la falta de evidencia en campo deja abierta la incertidumbre sobre la continuidad de este nivel de terraza marina hacia el sur.



**LEYENDA**

-  Perfil topográfico
-  Perfil teórico
-  Pie de acantilado
-  Pie de acantilado posible



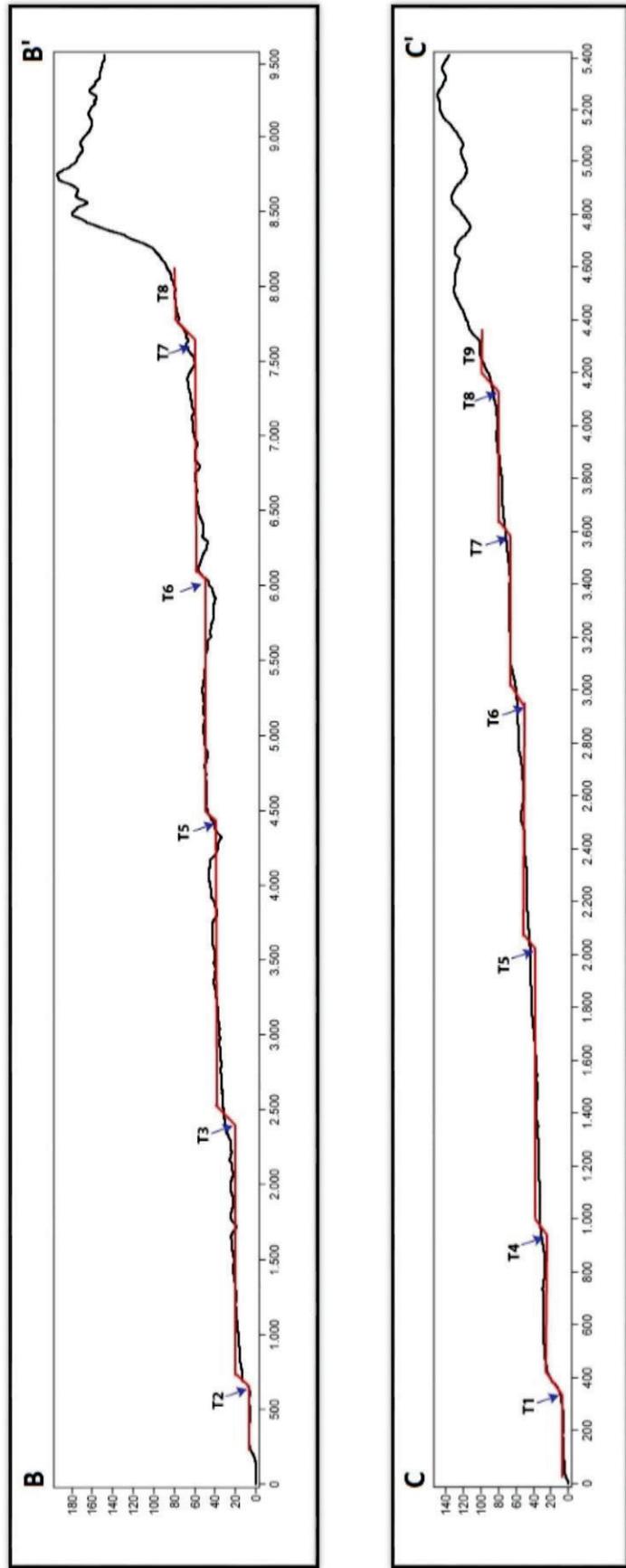
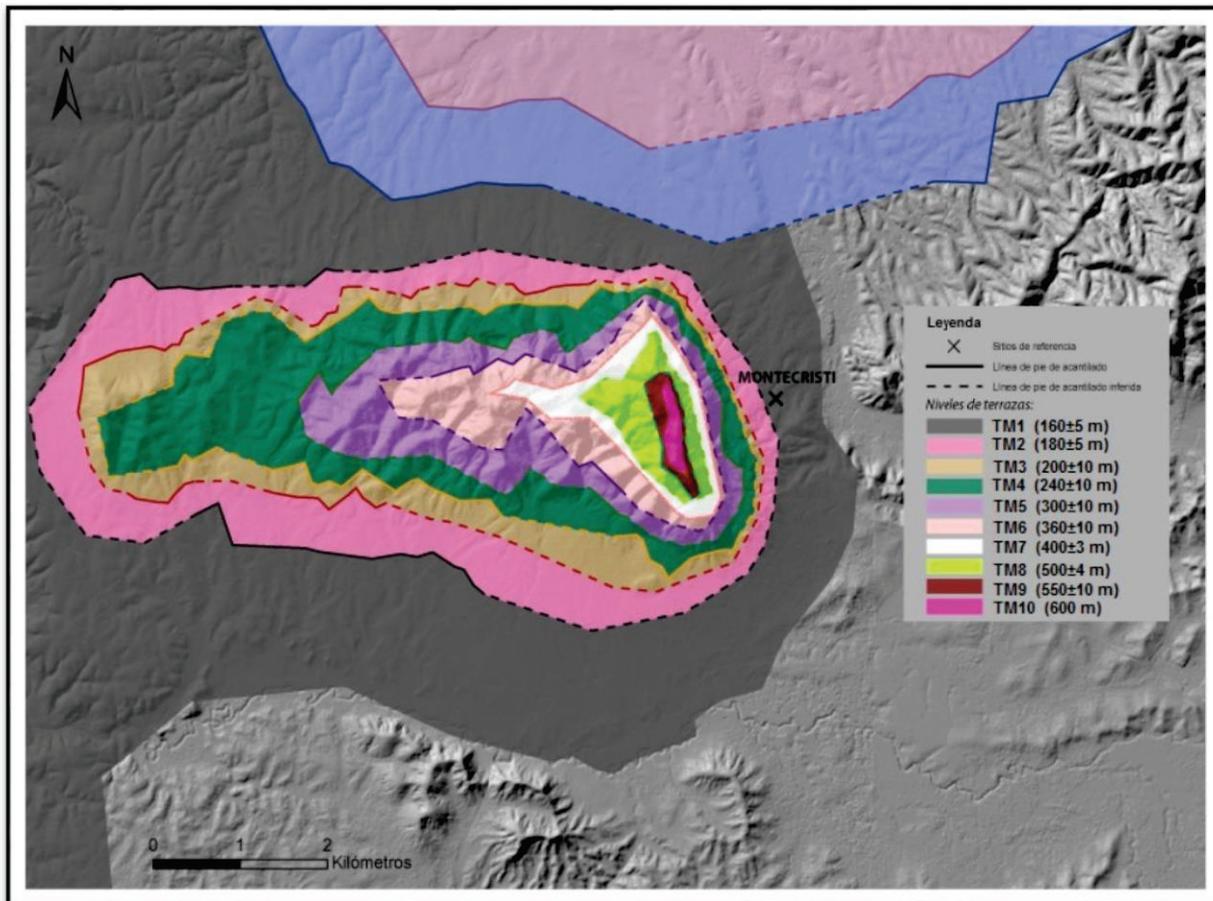


Figura 3.23. Perfiles topográficos correspondientes al sur de la península donde se marcan los niveles de terrazas marinas aquí cartografiados.

### 3.3.1.4. Montecristi

En el cerro Montecristi se han definido 10 niveles de terrazas marinas (Figura 3.24), se presenta la descripción de estas terrazas por separado del resto de zonas y con diferente nomenclatura pues aparecen niveles con alturas más altas no cartografiadas en el resto de la península, además es importante destacar que el origen marino para la morfología de la montaña Montecristi (Figura 3.25) es discutible debido a la falta de evidencia que soporte esto.



**Figura 3.24.** Mapa de terrazas marinas cartografiadas en la zona de Montecristi correspondiente al recuadro D) de la Figura 3.16, los 10 niveles de terrazas se representan con distintos colores. Las líneas continuas representan los pies de acantilado cartografiados, mientras que las líneas punteadas constituyen el camino que se asume siguen las líneas de pie de acantilado.



**Figura 3.25.** Fotografía que muestra la morfología de la montaña Montecristi.

#### 3.3.1.4.1. TM1

Con una altura de pie de acantilado de  $160\pm 5$  m y con un ancho de plataforma de 500 a 3700 m, medido al norte donde limita con el nivel T10. Se desarrolla en los flancos norte y sur de Montecristi, mientras que hacia el oeste y este pierde continuidad (Figura 3.26, Perfiles A-A', B-B', C-C', D-D').

#### 3.3.1.4.2. TM2

Este nivel presenta una altura de pie de acantilado de  $180\pm 5$  m y un ancho de plataforma de 190 a 800 m. Se desarrolla mucho mejor en el flanco norte (Figura 3.26, Perfiles A-A', C-C').

#### 3.3.1.4.3. TM 3

Con una altura de pie de acantilado de  $200\pm 10$  m. Este nivel presenta un ancho de plataforma de 60 a 600 m. Se desarrolla alrededor de Montecristi, pero pierde continuidad en los flancos este y oeste (Figura 3.26, Perfiles B-B', C-C', D-D', E-E').

## 3.3.1.4.4. TM4

Este nivel tiene una altura de pie de acantilado de  $240\pm 10$  m y un ancho de plataforma de 140 a 2300 m. Se lo localiza bien alrededor de Montecristi (Figura 3.26, Perfiles A-A', C-C', D-D', E-E').

## 3.3.1.4.5. TM5

Con una altura de pie de acantilado de  $300\pm 10$  m. Se desarrolla en los flancos norte y sur de Montecristi y presenta un ancho de plataforma de 200 a 1000 m (Figura 3.26, Perfiles B-B', D-D', E-E').

## 3.3.1.4.6. TM6

Este nivel está muy pobremente desarrollado. Presenta un pie de acantilado de  $360\pm 10$  m y un ancho de plataforma de 30 a 1200 m.

## 3.3.1.4.7. TM7

Este nivel se desarrolla bien al extremo noroeste de Montecristi y en el resto de la zona pierde continuidad. Presenta una altura de pie de acantilado de  $400\pm 3$  m y un ancho de plataforma de 70 a 600 m. Posiblemente relacionado con el nivel más alto T17 de El Aromo (Figura 3.26, Perfiles B-B').

## 3.3.1.4.8. TM8

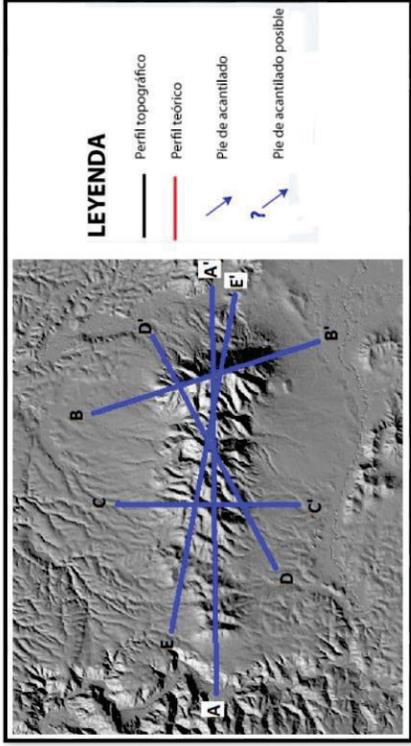
Este nivel se desarrolla bien en el flanco sur oeste de Montecristi, con una altura de pie de acantilado de  $500\pm 4$  m y un ancho de plataforma de 90 a 800 m (Figura 3.26, Perfil B-B').

## 3.3.1.4.9. TM9

Este nivel se desarrolla bien hacia el flanco oeste, presenta una altura de pie de acantilado de  $550\pm 10$  m y un ancho de plataforma de 55 a 170 m (Figura 3.26, Perfiles A-A', B-B', E-E').

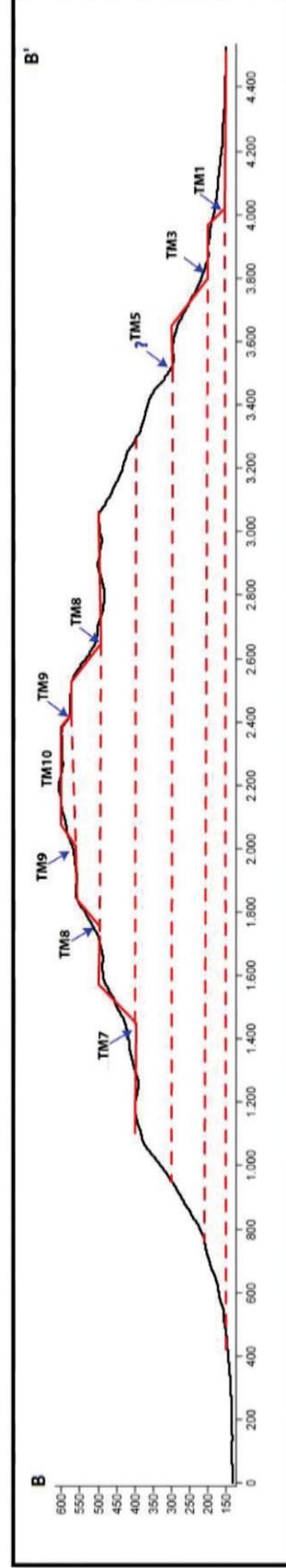
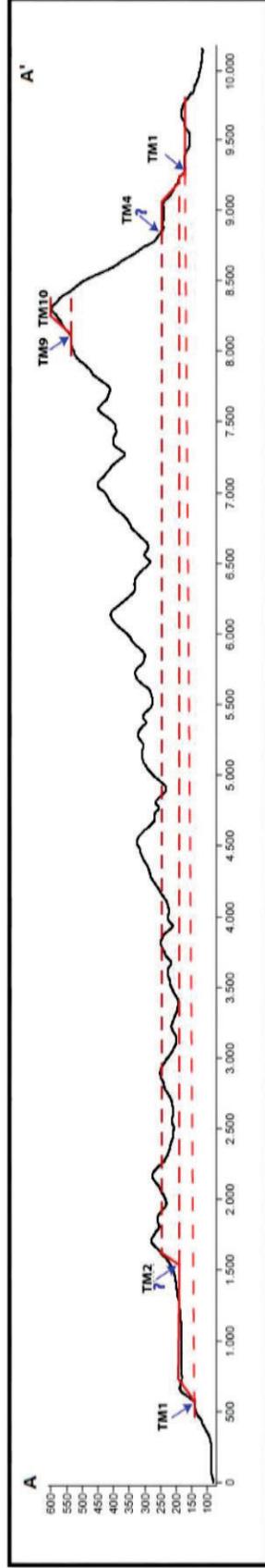
## 3.3.1.4.10. TM10

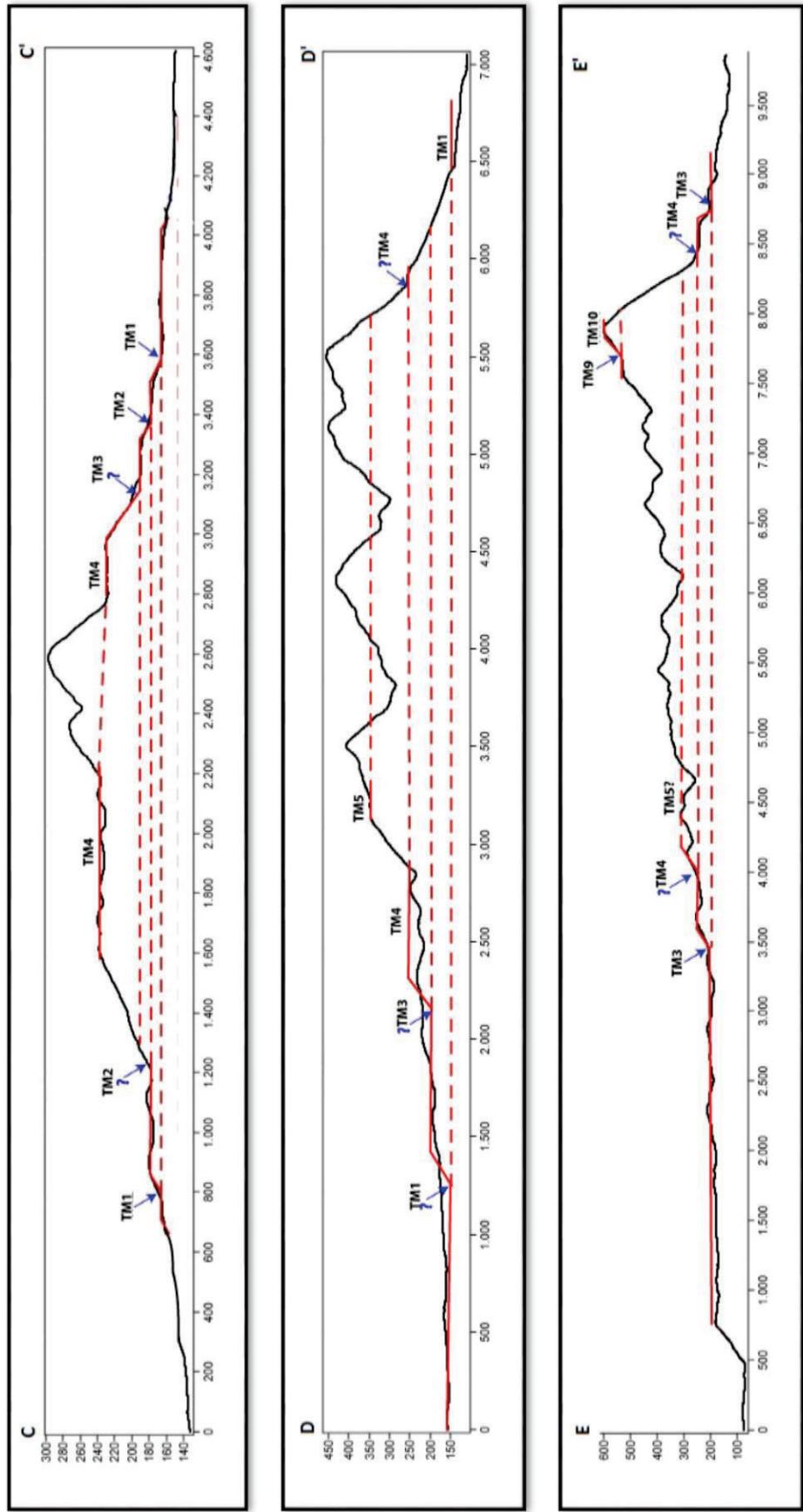
Este nivel constituiría el nivel más alto de toda la península con una plataforma de altura aproximada de 600 m, aunque se presenta muy erosionada y prácticamente se ha borrado (Figura 3.26, Perfiles A-A', B-B', E-E').



**LEYENDA**

- Perfil topográfico
- Perfil teórico
- ↗ Pie de acantilado
- ↘ Pie de acantilado posible

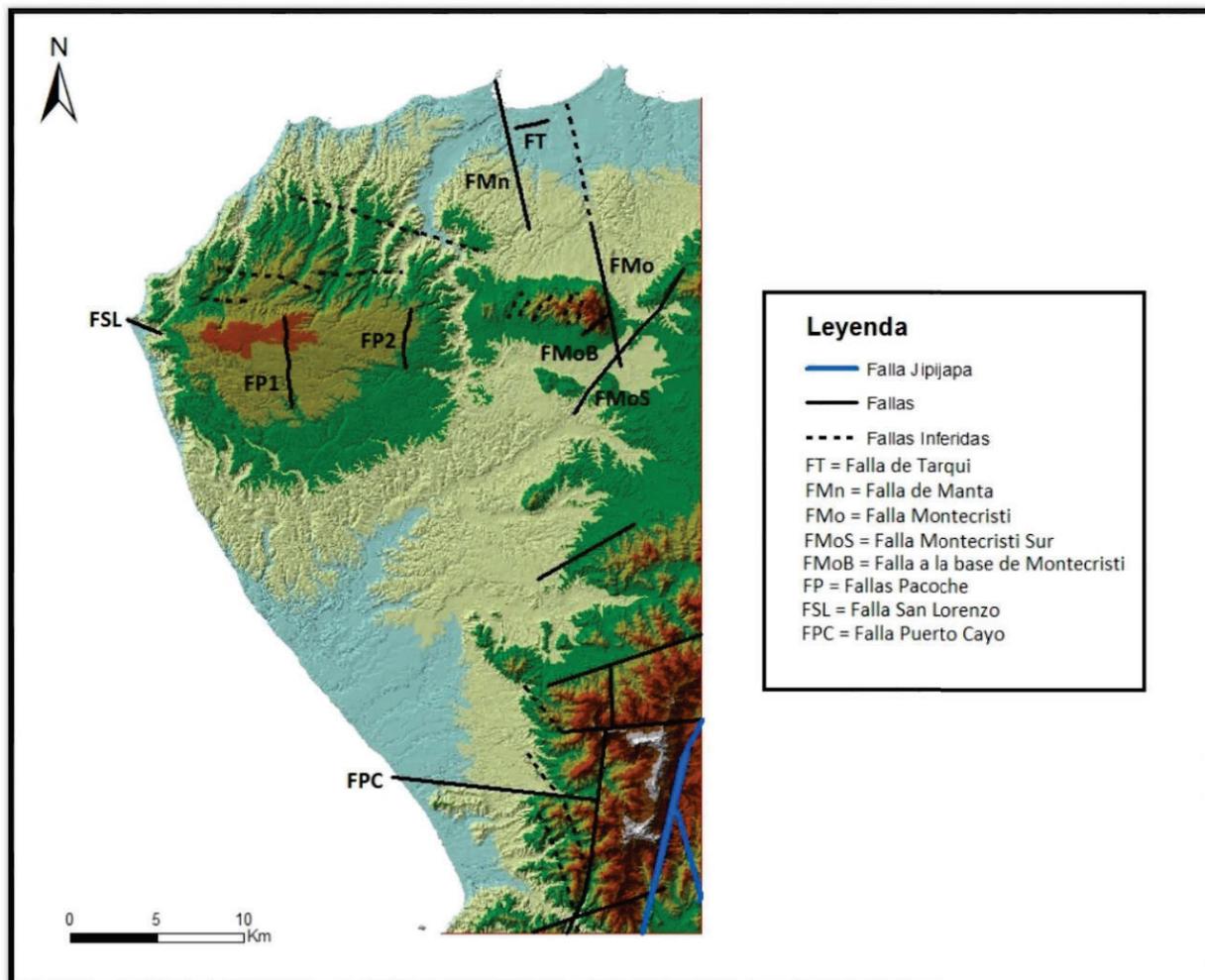




**Figura 3.26.** Perfiles topográficos correspondientes a la montaña Montecristi donde se marcan los niveles de terrazas marinas aquí cartografiados.

### 3.3.2. Tectónica de la península de Manta

En contraste con la Isla de La Plata, la península de Manta presenta una actividad tectónica un poco más clara. En la figura 3.27 se presentan las fallas cartografiadas en la península de Manta, en la figura es posible observar que los altos topográficos tienen una orientación preferencial al norte, El Aromo y Montecristi con una orientación E-W y al sur, la cordillera costera con una orientación NE-SW.



**Figura 3.27.** Mapa de Fallas cartografiadas en la península de Manta, el mapa base corresponde a la Red de Triangulación Irregular (TIN) donde es posible apreciar con claridad la orientación preferencial de los altos topográficos.

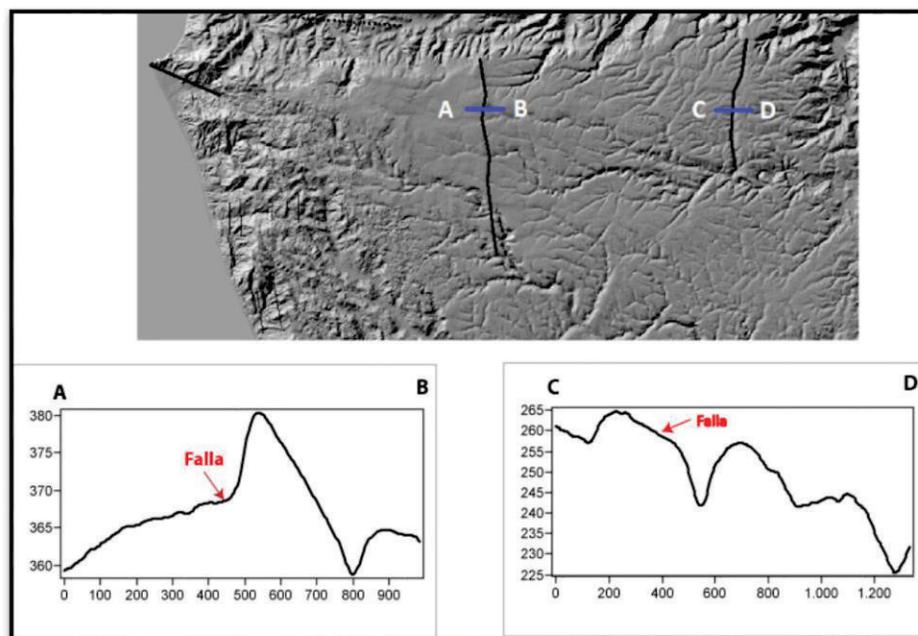
Algunas de las fallas cartografiadas han sido también definidas en diferentes trabajos (Mapa Geológico Detallado del Ecuador, hoja de Montecristi, realizado por el Ministerio de Recursos Naturales y Turismo, 1970; Hoja Geológica Montecristi 1:100000, realizada por el Servicio Geológico Nacional, 2008; Mapa de la Margen Costera de Reyes y Michaud, 2012), en este trabajo se han modificado ligeramente la cartografía de las fallas propuestas en base a las observaciones realizadas.

Hacia el sur de la península aparece la reconocida falla de Jipijapa con una orientación NNE-SSW que ha sido ligada a la evolución de la cordillera de la costa (Reyes, 2008) y cuya cinemática se ha relacionado con la colisión de la Cordillera de Carnegie (Placa de Nazca) con la placa de América del Sur (Egüez, 2003). En las zonas cercanas a esta falla, se evidencian varias estructuras con orientaciones: WSW-ENE (Falla Puerto Cayo), SSW-ENE, NE-SW, E-W y NW-SE, por su ubicación cercana a la falla de Jipijapa podrían estar relacionadas a la dinámica de esta.

Al norte, las estructuras evidenciadas con claridad presentan la misma dirección de los altos topográficos en la zona que se cartografían al norte en el puerto de Manta donde una estructura (FT) se interpreta como un bloque levantado a favor de una falla que tiene una ligera inclinación en sentido WSW-ENE, y una estructura con sentido NW-SE cartografiada en San Lorenzo (FSL) evidenciada por la presencia de knickpoints en el área (Figura 4.4 B, perfil g-h). Existen también indicios de la posible presencia de una estructura NNW-SSE, la estructura ubicada al oeste de la bahía de Manta (FMn) se ha definido debido a deformaciones observadas en el campo.

De igual forma en la zona de El Aromo, se han inferido cuatro posibles fallas con orientación WNW-ENE a partir de lineamientos observados, sin embargo, debido a la erosión es difícil determinar si dichas estructuras en realidad constituyen fallas.

En la misma zona, se cartografían dos estructuras paralelas con sentido N-S denominadas Fallas Pacoche (FP1 y FP2) que evidentemente ejercen un control sobre la red de drenaje (Capítulo 4); la estructura ubicada más hacia el oeste (FP1) es claramente visible en los perfiles topográficos mientras que la estructura ubicada más hacia el este (FP2), es mejor definida en la morfología (Figura 3.28). Otros autores (Pedoja et al., 2006 a, b) han determinado la existencia de una falla en sentido E-W en esta zona, denominada Falla del Aromo, la misma que en el presente trabajo no ha sido cartografiada debido a que no existe evidencia en campo, ni en las imágenes que sugiera la existencia de esta falla. Sin embargo, podría tratarse de una estructura profunda ubicada bajo la península.



**Figura 3.28.** Perfiles topográficos de las estructuras N-S ubicadas en El Aromo, se puede observar como la estructura ubicada más al este es menos evidente que la que se encuentra hacia el oeste.

En Montecristi se han cartografiado varias fallas como estructuras inferidas, debido a la compleja deformación de Montecristi que impide evidenciar la dinámica de estas estructuras. Dichas estructuras presentan una orientación NE-SW y fueron cartografiadas en el Mapa

Geológico Detallado del Ecuador, hoja de Montecristi, realizado por el Ministerio de Recursos Naturales y Turismo en el año 1970.

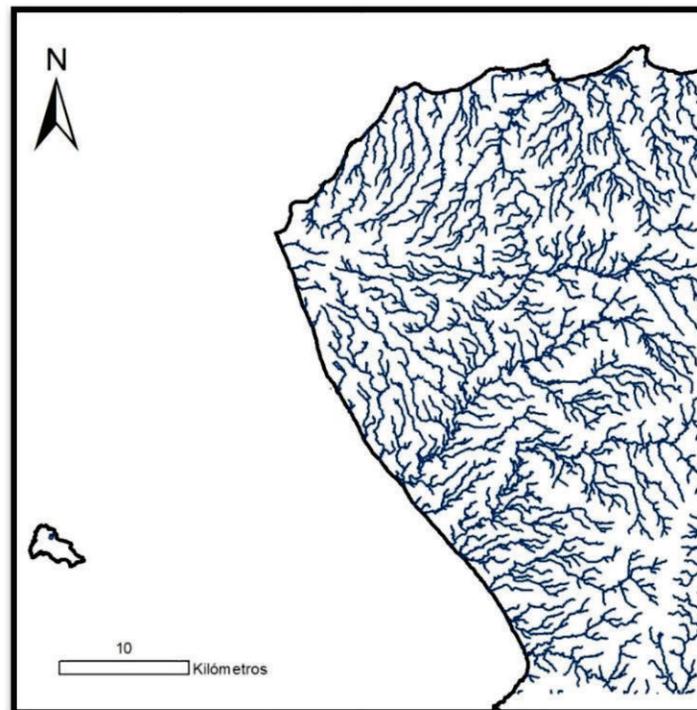
Existen también indicios de la posible presencia de una estructura NNW-SSE que pasa por la localidad de Montecristi (FMo) y que se ha definido a partir de la cartografía de los niveles de terrazas marinas.

Con orientación NE-SW en Montecristi se evidencia más hacia el este una falla que se extiende más al sur de Montecristi (FMoS, Fig. 3.27). Mientras que en trabajo de campo ha sido posible determinar la presencia de una falla con orientación N 67°/45°S a la base de Montecristi (FMoB).

## CAPITULO IV

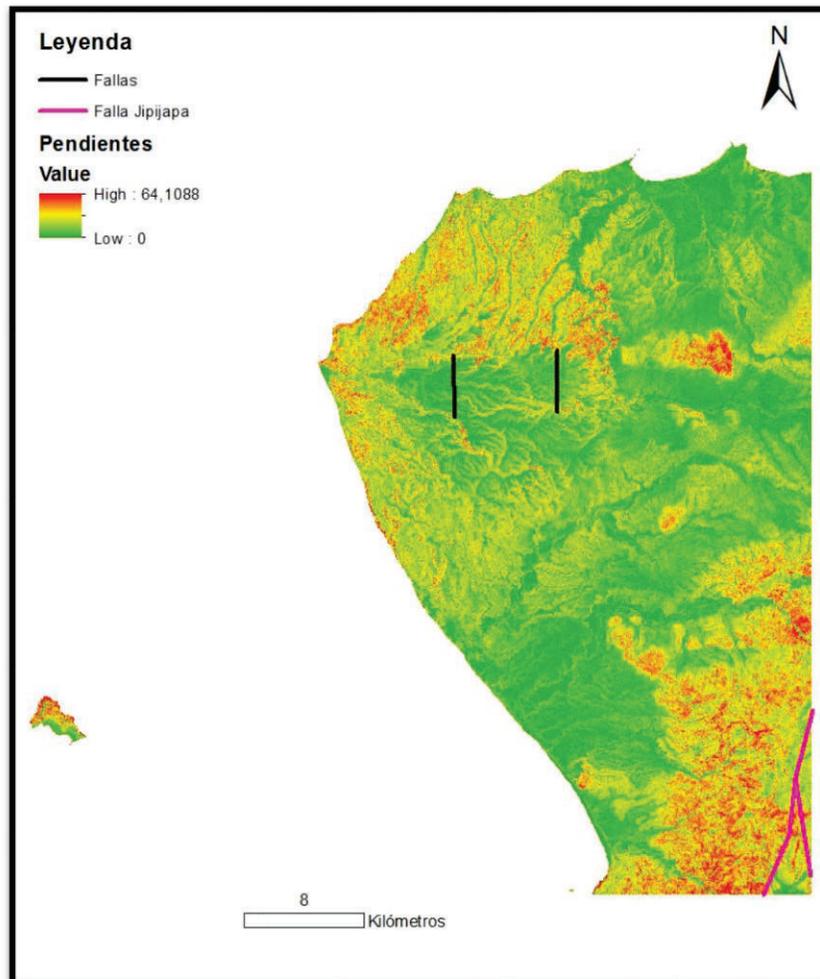
### 4. ANÁLISIS DE LA RED DE DRENAJE

El análisis de las redes de drenaje permite estimar varias características estructurales de la geología de una zona, como la litología o la tectónica que ha afectado dicho drenaje; además de constituir un indicador efectivo de la resistencia del material rocoso o suelo a la erosión. La red de drenaje generada a partir del modelo digital de elevaciones de la Península de Manta (Figura 4.1) muestra como la morfología de la región es el resultado de las características del drenaje, un ejemplo son la presencia de direcciones de flujo oblicuas a la costa; hacia el norte la forma de El Aromo se aprecia en el trazo semicircular de la red de drenaje de igual forma que ocurre hacia el sur, mientras que al este, la montaña de Montecristi causa la separación entre líneas de drenaje que fluyen al norte y otras que fluyen al sur.



**Figura 4.1.** Red de drenaje generada a partir del Modelo Digital de Elevaciones.

Para complementar el análisis de la zona también se usó el mapa de pendientes (Figura 4.2) con el fin de determinar la variación de la superficie con respecto a la horizontal. El mapa muestra una diferencia entre el norte y sur de la península, con diferencia en la zona de El Aromo donde en el norte las pendientes son más fuertes que al sur, en donde, a excepción de la montaña Montecristi y la cordillera costera, las pendientes son muy bajas.



**Figura 4.2.** Mapa de Pendientes generada a partir del Modelo Digital de Elevaciones. Líneas negras correspondientes a las Fallas Pacoche.

## 4.1. CARACTERÍSTICAS DE LAS LÍNEAS DE DRENAJE

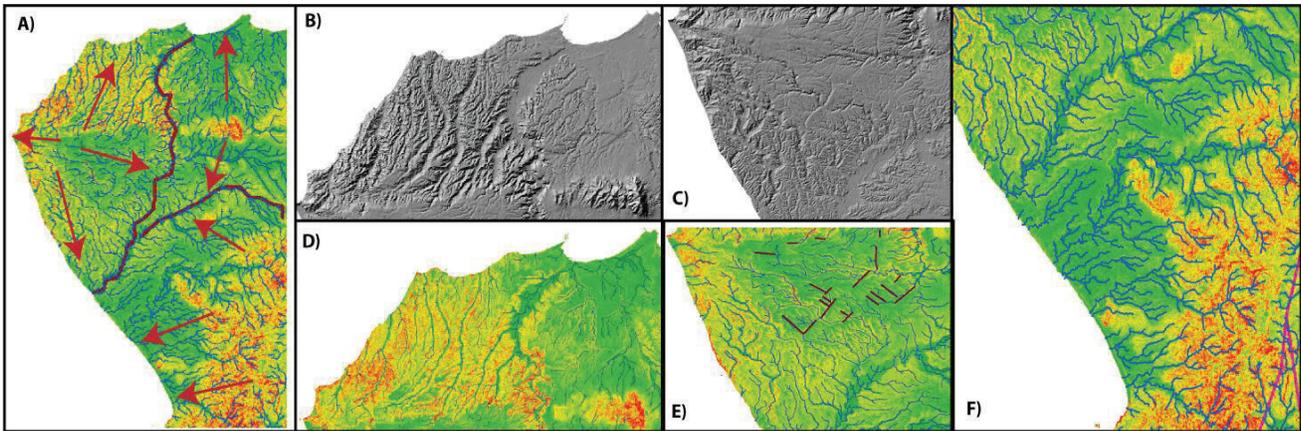
El drenaje en la zona de la Península de Manta y su influencia en el paisaje no es homogéneo, existe una diferencia evidente entre el norte y sur de la península (Figura 4.1).

A nivel regional la red de drenaje presenta un patrón ligeramente radial (Figura 4.3. A), en la zona de El Aromo los ríos nacen en la zona más alta y plana de la península y fluyen radialmente, esta forma está sin duda influenciada por la morfología presente en esta zona; aunque es evidente que El Aromo representa un alto topográfico importante, no representa una cúpula o domo como sugirió Pedoja et al. (2006) pues es evidente que la red de drenaje no es completamente radial.

Hacia el sur es también evidente un patrón radial del drenaje influenciado por los altos topográficos producidos por la falla de Jipijapa.

En general la geometría de los ríos es subparalela, hacia el sur la geometría presenta características rectangulares posiblemente debido a la influencia de la Falla de Jipijapa (Figura 4.3. E).

Es en El Aromo donde se puede apreciar un cambio muy marcado entre el norte y sur (Figura 4.3. B, C, D), hacia el norte de El Aromo la incisión de los ríos es muy marcada y el terreno presenta pendientes más altas, mientras que al sur las pendientes se suavizan, la incisión se reduce considerablemente y podemos apreciar un ligero control estructural en la geometría de los ríos que coincide con la presencia de las terrazas.



**Figura 4.3.** Ejemplo del análisis de la red de drenaje a partir de la combinación del mapa de pendiente, líneas de drenaje y morfología del terreno. A) Patrones aproximadamente radiales de la red de drenaje (limitados con las líneas rojas) y las direcciones de flujo (flechas rojas). B) Morfología de la zona norte del Aromo, se aprecia la fuerte incisión del drenaje. C) Morfología de la zona sur del Aromo, el grado de incisión es menor. D) Forma del drenaje al norte de la península (zona del Aromo), no se observa un control estructural además se presentan pendientes fuertes E) Zona sur del Aromo, se observa un cambio en la pendiente comparada con el norte. Las líneas de drenaje presentan un control estructural. F) Características rectangulares en la geometría de la red de drenaje al sur de la península.

El drenaje de una zona puede ser influenciado por muchos factores entre ellos el clima y la litología, con fin de determinar la importancia de estos factores en la morfología actual de la península se investigaron también los datos de precipitaciones disponibles para esta zona, según los datos del INAMHI del 2004 al 2006 se registra un promedio anual de precipitaciones de 465 mm que no representa un valor muy importante, además la zona norte se caracteriza por un número menor de lluvias a diferencia del sur, por lo tanto, se esperaría que la erosión fluvial sea más importante al sur en lugar que al norte como ocurre en realidad. En cuanto a la litología como muestra el mapa geológico de la zona (Figura 2.5) al norte principalmente aflora la Formación San Mateo mientras que al sur están las formaciones Tablazo y Borbón, en la descripción de cada Formación se evidencia que no hay un cambio litológico importante, estas son formaciones sedimentarias cuya litología es comparable y no explica los cambios observados en la península. Este cambio podría ser más tectónico que litológico o climático.

## 4.1.1. Perfiles de Ríos

### 4.1.1.1. *Definición*

Debido a que los ríos son los principales agentes modeladores de la superficie terrestre, estos a su vez reflejan cualquier perturbación que afecte la superficie; de ahí la importancia de su estudio al momento de identificar movimientos y/o levantamientos en una determinada región. En el presente trabajo se recurre específicamente a los perfiles longitudinales de los ríos como herramientas gráficas que permiten determinar perturbaciones en la línea que traza el curso del río.

El estudio de los perfiles longitudinales de los ríos permite explorar la relación entre la incisión fluvial y la tectónica (Howard et al., 1994; Hovius, 2000). Estos tienden hacia una forma cóncava que facilita el transporte de sedimento y la erosión del lecho fluvial (Hack, 1957) y han sido considerados durante mucho tiempo como un estado normal, de equilibrio dinámico, en la evolución del perfil del río (Snow y Slingerland, 1987; Whipple y Tucker, 1999; Whipple, 2001). La evolución en el cauce y su incisión, controlada por condiciones climáticas, litológicas y tectónicas, y por fluctuaciones en el nivel base, puede no desarrollar una concavidad uniforme asociada con un estado de equilibrio dinámico. De hecho, algunos ríos no pueden alcanzar la concavidad y a lo largo del perfil longitudinal se encuentran tramos en desequilibrio con fuerte pendiente, denominados convexidades, rupturas o knickpoints que reflejan la respuesta del sistema fluvial a una perturbación. El knickpoint puede considerarse como el límite migratorio entre la región aguas abajo que se adapta al nuevo forzamiento y la región aguas arriba que retiene las características del estado pre-existente (Whipple et al., 2011).

La morfología del knickpoint está marcada por un cambio distintivo en la pendiente del cauce y puede ser identificado a través de las representaciones gráficas de los perfiles longitudinales de elevación y distancia, entre la pendiente y el área, o la pendiente y la distancia (Goldrich y Bishop, 2007) localizándose puntos donde se produce una ruptura en la uniformidad del perfil, que puede darse debido a perturbaciones tales como movimientos tectónicos, estructuras geológicas que provoquen una heterogeneidad en el levantamiento local de la superficie, diferentes litologías que provoquen contraste en las tasas de erosión, la existencia de fenómenos de captura fluvial que provocan un aumento repentino del área de drenaje y por último los movimientos relativos del nivel del mar, especialmente los de mayor amplitud (Capo y García, 1994).

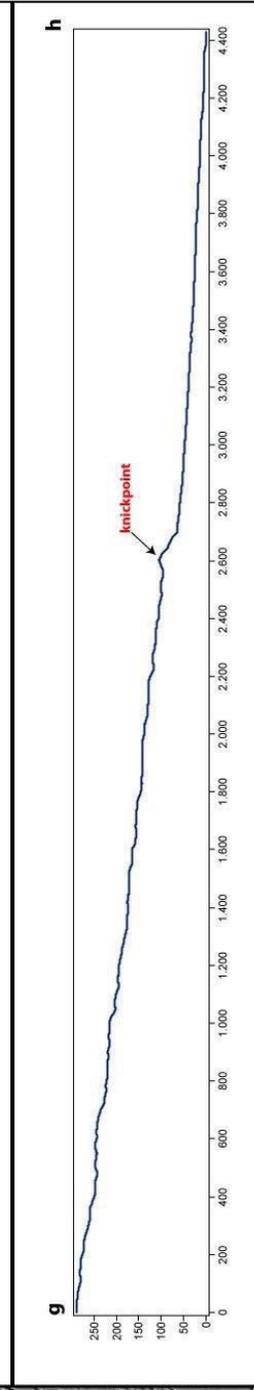
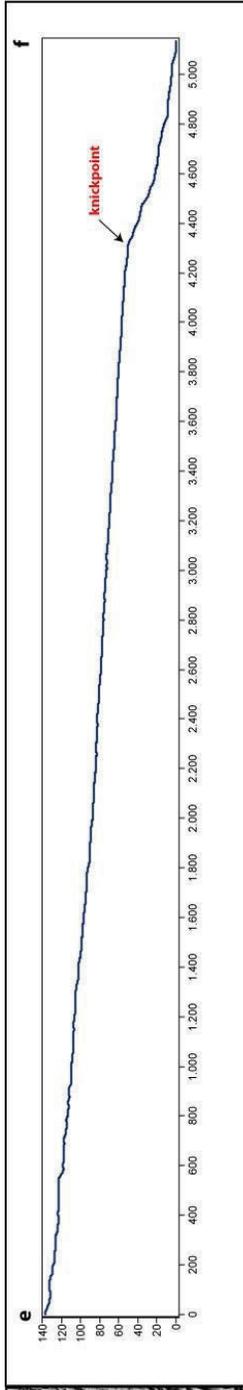
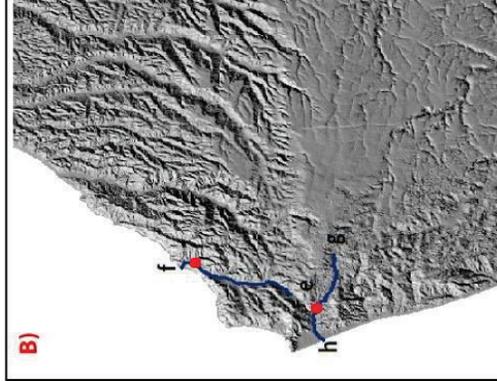
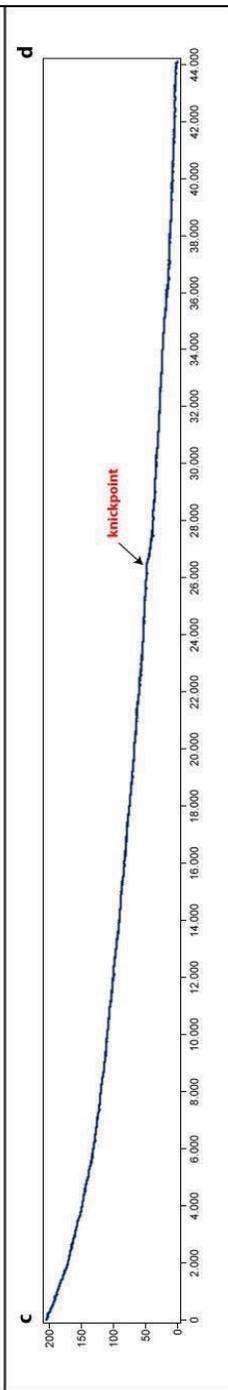
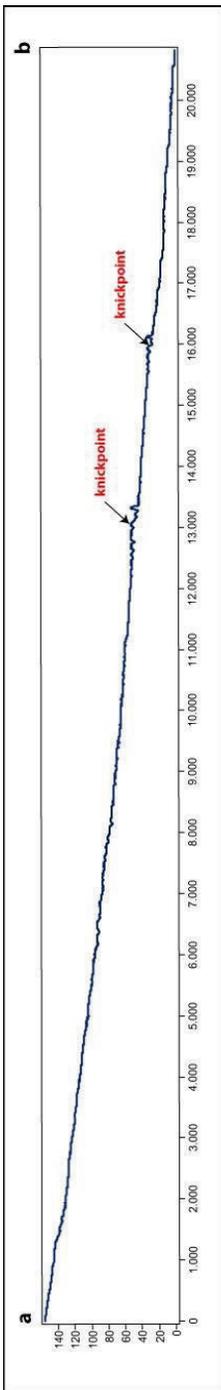
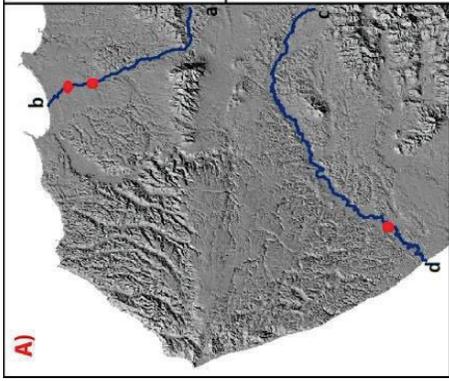
#### ***4.1.1.2. Análisis de los perfiles de ríos***

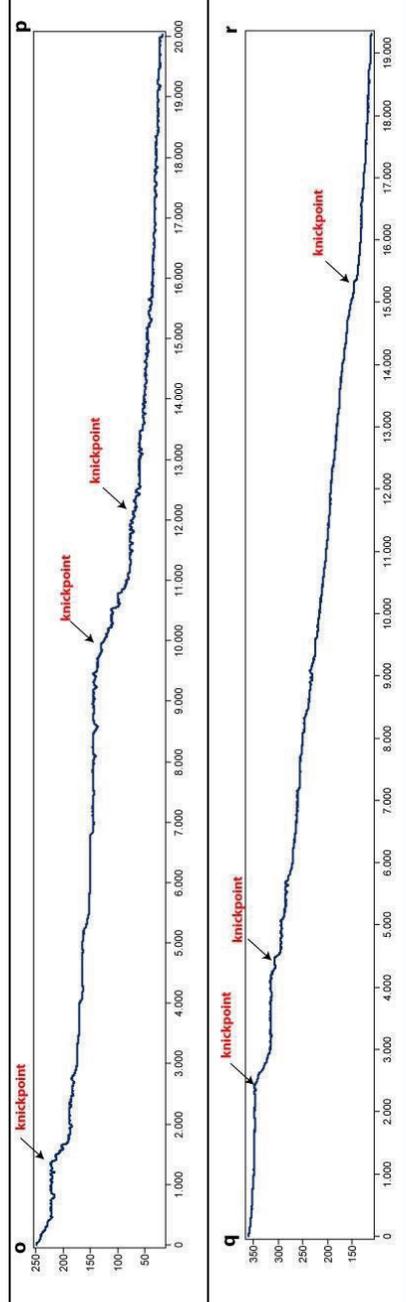
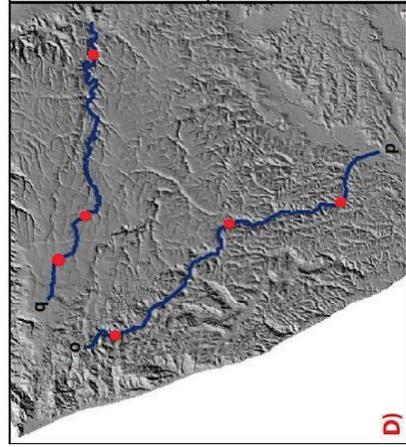
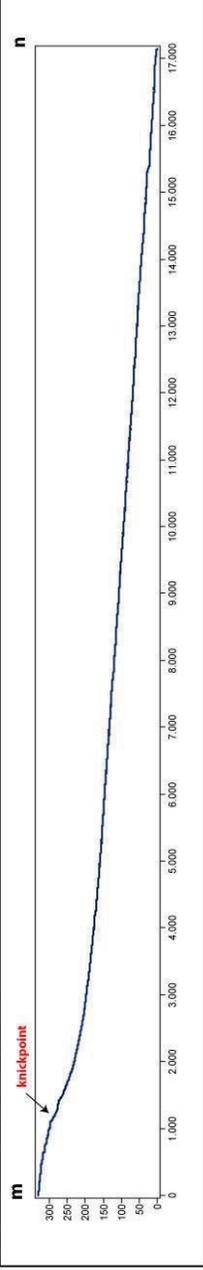
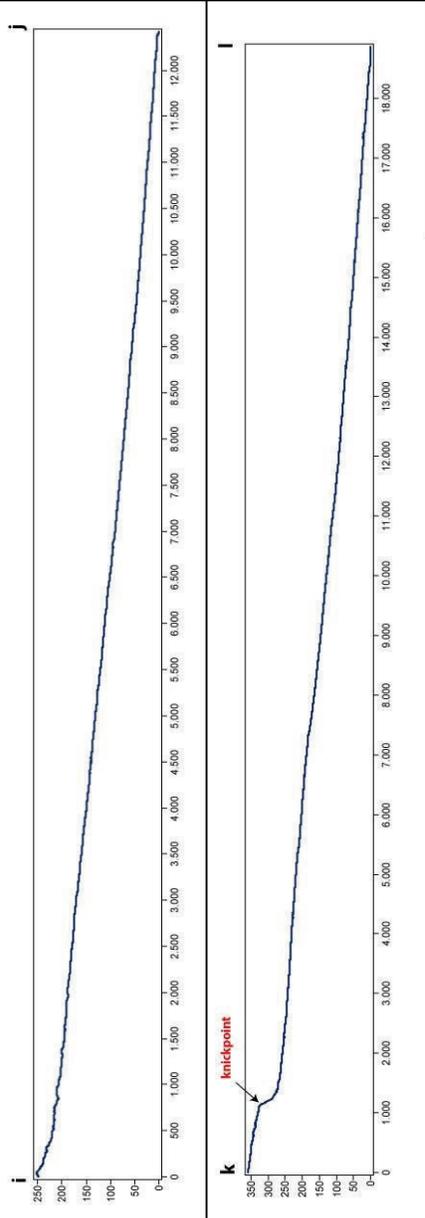
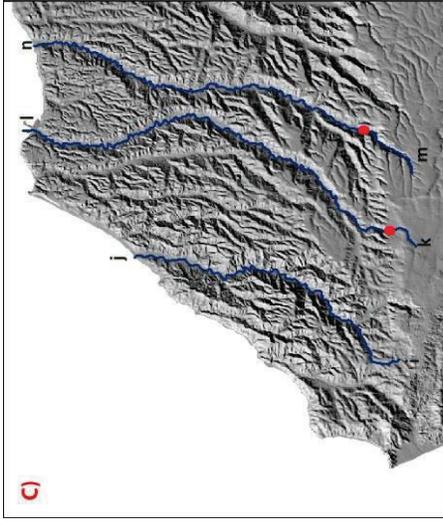
A partir de la red de drenaje generada previamente a partir del Modelo de Elevación Digital se realizaron varios perfiles longitudinales de los ríos, los resultados se presentan a continuación. Los ríos que se ubican al límite externo norte de la península (Figura 4.4 A), muestran perfiles casi al equilibrio probablemente por la ausencia de deformación activa, sin embargo, se evidencian knickpoints hacia la bahía. En el perfil a-b es posible marcar dos knickpoints uno a 50 m y otro a 30 m, en su parte más baja, a partir de ~15 m hasta el nivel del mar, el perfil a-b tiene una forma cóncava lo que podría sugerir un movimiento reciente, dado que el río no ha está en equilibrio. El perfil c-d, de igual forma presenta un knickpoint a aproximadamente 50 m. En los perfiles de la Figura 4.4 B, que corresponden a ríos ubicados en la punta oeste de la península, al nivel de Cabo San Lorenzo, las perturbaciones son más evidentes. En el perfil e-f existe un knickpoint a aproximadamente 50 m que se corresponde con la existencia de una terraza marina por la que el río corta y además es apreciable el acantilado costero; en el perfil

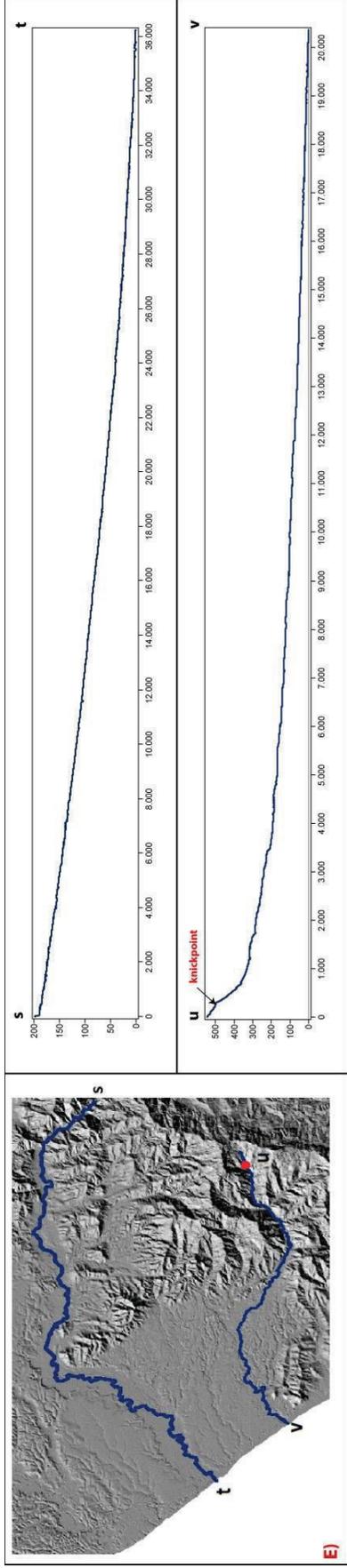
g-h se aprecia una perturbación muy evidente a 100 m posiblemente debido a una falla local (FSL, Figura 3.27).

Al norte de El Aromo los perfiles de los ríos no están en equilibrio, el perfil i-j (Figura 4.4 C) con una forma cóncava es un ejemplo, lo que podría evidenciar levantamiento activo presente en la zona. Una característica importante de estos perfiles es que podemos ubicar knickpoints a alturas considerables, en los perfiles k-l y m-n se evidencian perturbaciones a aproximadamente 325 m y 320 m respectivamente, estos puntos coinciden con la presencia de niveles de terrazas marinas superiores a 300 m, esto a su vez descarta la presencia de la falla el Aromo comúnmente dibujada en esta zona, el control estructural y las perturbaciones en los ríos es debido a la presencia de terrazas en lugar de una falla; el hecho de que knickpoints con valores de altura tan altos se conserven evidencia que las terrazas son jóvenes y/o que la erosión fluvial es débil, es decir que las precipitaciones no son importantes desde la formación de las terrazas.

Hacia el sur del Aromo los perfiles están más perturbados, podemos observar varios knickpoints menores como el perfil o-p (Figura 4.4 D) donde además destacan knickpoints mayores de aproximadamente 220 m y 145 m congruentes con las terrazas de dichos valores. En el perfil q-r, el knickpoint de aproximadamente 320 m corresponde a la falla paralela a la costa presente en el Aromo (FP1, Figura 3.27), además de dos knickpoints de 350 m y 150 m que se correlacionan con niveles de terrazas marinas (T11 y T15 respectivamente). Los perfiles longitudinales de los ríos al sur de la península tienen una tendencia convexa en su forma, es decir, están al equilibrio (Figura 4.3 E). En el perfil u-v se puede evidenciar perturbaciones que probablemente corresponden a la acción de la cercana falla de Jipijapa pues se localiza a alturas muy superiores a los niveles de terrazas marinas presentes en la zona.





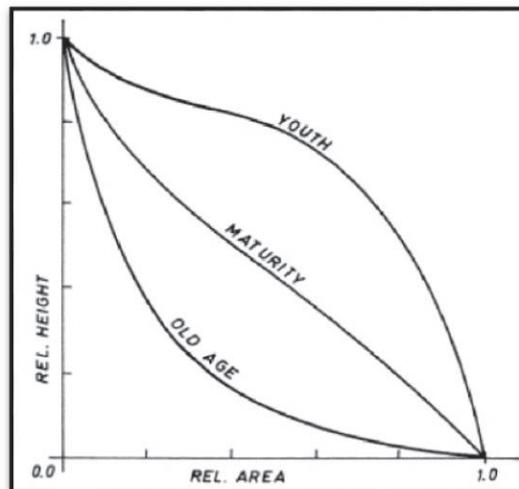


**Figuras 4.4.** Perfiles longitudinales de los ríos en la península de Manta. A) Perfiles al borde de la zona de deformación activa de la península se evidencian perfiles con formas al equilibrio. B) Perfiles en la punta de la península evidencian deformaciones recientes C) Perfiles al norte del Aromo, muestran perturbaciones debido a la presencia de terrazas marinas con alturas superiores a 300 m. D) Perfiles al sur del Aromo manifiestan perturbaciones más evidentes que al norte. E) Al sur de la península los perfiles tienen al equilibrio.

## 4.2. ANÁLISIS HIPSOMÉTRICO

### 4.2.1. Definiciones

El análisis hipsométrico es el estudio de la distribución del área de superficie del suelo, o área de sección transversal horizontal de una masa de tierra con respecto a la elevación. Con este fin utilizamos la curva hipsométrica que constituye una representación gráfica del relieve medio de la cuenca. La curva hipsométrica se ha utilizado en estudios geomorfológicos regionales para demostrar la presencia de una amplia llanura cumbre o terrazas, donde las superficies se encuentra aproximadamente horizontal (Strahler, 1952).



**Figura 4.5.** Curvas hipsométricas después de Strahler 1957 (Scheidegger, 1987).

Scheidegger (1987) aduce que el levantamiento (*uplift*) tectónico es un proceso continuo y que, a lo largo de la historia de la cuenca, hay una tendencia a equilibrar las fuerzas antagónicas de construcción tectónica y degradación por erosión u otros mecanismos. Si un paisaje muestra un carácter permanente, estos dos procesos opuestos están en equilibrio dinámico. Scheidegger entonces atribuye las diversas formas de la curva hipsométrica a los niveles de actividad de los ya citados procesos.

La figura 4.5 ejemplifica estos conceptos en la curva superior se puede ver que aproximadamente a 0.9 de altura se tiene el 20% del área de la cuenca o para todos los casos en altura 0.0 tenemos el 100% del área de la cuenca, lo que indica que al ser una cuenca que posee una mayor cantidad de área a mayor altura que las demás cuencas es posible afirmar que posee un gran potencial erosivo, mientras que para la curva inferior es totalmente lo contrario.

### 4.2.2. Análisis de las curvas hipsométricas

En base a estos conceptos se han realizado varias curvas hipsométricas de cuencas ubicadas tanto al sur como norte de la península, las cuencas utilizadas fueron definidas a partir de la red de drenaje (Figura 4.1).

En las cuencas ubicadas al sur de la península se tienen curvas convexas (Figura 4.6), congruentes con cuencas que han sufrido muy poca actividad por procesos tectónicos o erosivos lo cual es congruente con los perfiles longitudinales para los ríos de esta zona.

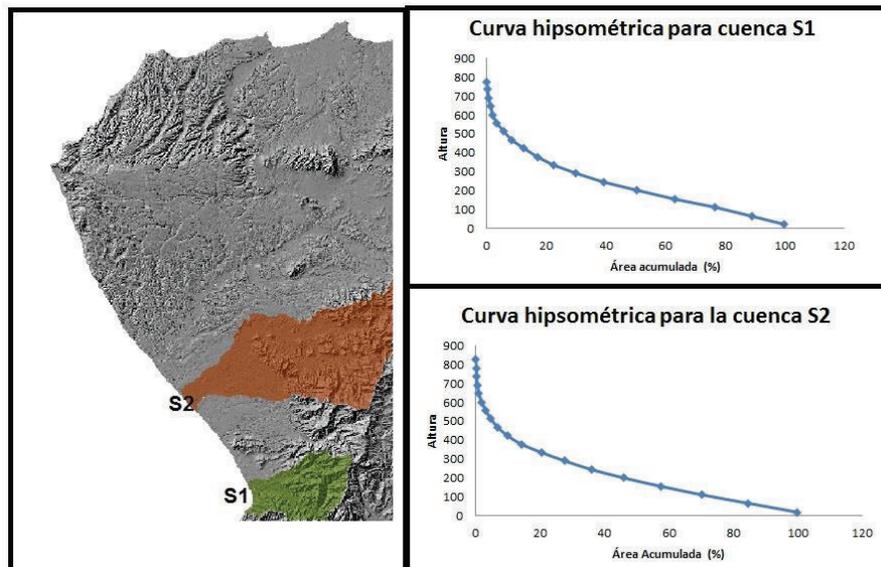
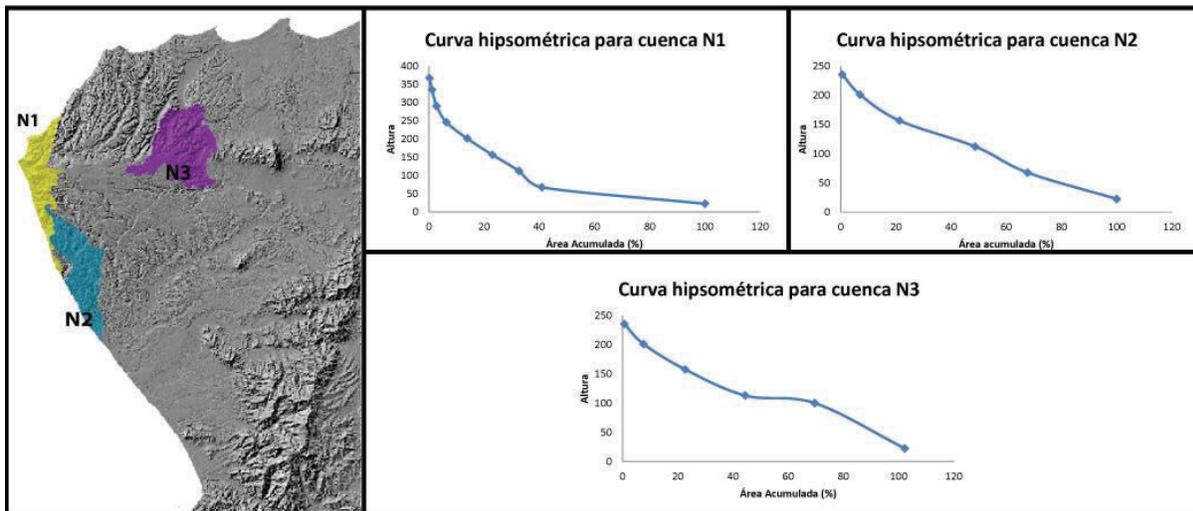


Figura 4.6. Curvas hipsométricas de dos cuencas ubicadas al sur de la península.

Por otro lado, las curvas hipsométricas correspondientes a las cuencas ubicadas al norte de la península tienen tendencias cóncavas (Figura 4.7).



De la combinación de los análisis de los perfiles de ríos y curvas hipsométricas previamente presentados, es posible dividir a la península en dos zonas: una norte y una sur. La zona norte, presenta pendientes muy fuertes, una fuerte actividad erosiva. En contraste, el sur presenta menor actividad tectónica y erosiva, con pendientes más suaves, una menor incisión de los ríos, perfiles longitudinales de ríos con mayor tendencia al equilibrio y curvas hipsométricas que reflejan una menor actividad en esta zona.

La presencia de knickpoints, en su gran mayoría se puede atribuir y correlacionar con los distintos niveles de terrazas marinas, mismos a los que se les puede atribuir el ligero control estructural en la geometría del drenaje en la zona norte.

## CAPITULO V

### 5. INTERPRETACIÓN

#### 5.1. DETERMINACIÓN DE LAS TASAS DE LEVANTAMIENTO

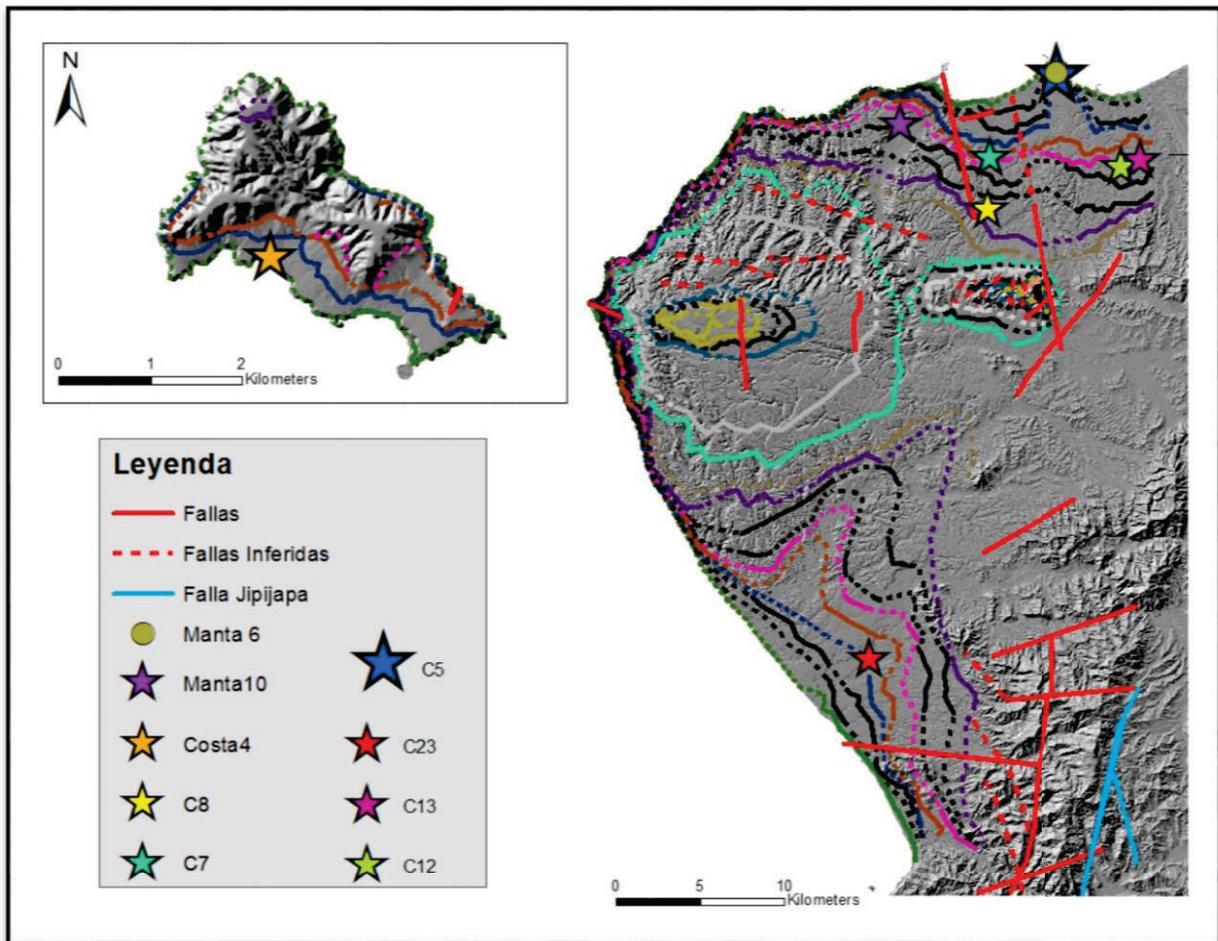
##### 5.1.1. Conceptos

De forma simplificada los niveles de terrazas marinas pueden medir la velocidad de elevación o levantamiento ( $V$ ) teniendo en cuenta que esta última es igual al desplazamiento vertical del pie de acantilado de la terraza marina dividido por edad de dicha terraza:

$$V = \frac{(D - e)}{T}$$

Donde  $V$  es la velocidad de elevación,  $D$  es el movimiento vertical de la terraza marina (Altitud actual del pie del acantilado respecto al nivel actual del mar),  $e$  la altura alcanzada por el alto nivel del mar en que se formó la terraza (en el tiempo  $T$ ) respecto al nivel actual del mar y  $T$  la edad de la terraza.

Esta expresión constituye la ecuación de Lajoie (1986) que permite calcular una velocidad media entre la edad de formación de la terraza y actual. En base a esta ecuación, las edades obtenidas en Pedoja et al. (2006; Figura 5.1) y la cartografía realizada en este estudio se han calculado las tasas de levantamiento.



**Figura 5.1.** Ubicación de las muestras datadas por Pedoja et al. (2006) en base a la cartografía realizada en este estudio sobre la península de Manta y la Isla de la Plata.

### 5.1.2. Correlación con estadios isotópicos

Para el cálculo de las tasas de levantamiento se han relacionado los niveles de terrazas datados con los diferentes estadios isotópicos para lo cual se han utilizado datos obtenidos de la literatura respecto a las edades de los estadios isotópicos y alturas alcanzadas por el nivel del mar en los mismos (Tabla 1). Para las edades de los estadios isotópicos más antiguos que el estado 11 se ha utilizado la “Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years” publicada por la Universidad de Cambridge. La correlación obtenida se muestra en la Tabla 1.

SI	Edad de estados isotópicos SI (ka)		Altura de los altos del nivel del mar (m)	
17	690	Murray-Wallace, 2002 Pirazzoli et al., 1991 Cutler et al., 2003	0 à -20 ± 10 (-15 ± 15)	Murray-Wallace, 2002; Pirazzoli et al., 1991; Cutler et al., 2003.
11	~395 à 415 ou durée de 30 à 40 ka	McManus et al., 2003	0 ± 10	McManus et al., 2003
9c	318 ± 3 à 324 ± 3 (321 ± 6)	Stirling et al., 2001	-3 à +8 (+2.5 ± 5.5)	Schellmann et Radtke, 2004
9a	285 ± 5	Cutler et al., 2003	-10 ± 5	Cutler et al., 2003
7e	230 à 235 (232.5 ± 2.5)	Li et al., 1989	-5 à -15 (-10 ± 5)	Antonioli et al., 2004; Li et al., 1989; Lundberg et Ford, 1994; Toscano et Lundberg, 1999.
7c	212 à 220	Li et al., 1989	-5 à -15 (-10 ± 5)	Antonioli et al., 2004; Li et al., 1989; Lundberg et Ford, 1994; Toscano et Lundberg, 1999.
7a	193,5 ± 2,8 à 201 ± 1,2 (196,5 ± 6)	Gallup et al., 1994 Bard et al., 2002 Antonioli et al., 2004	-6 ± 10	Gallup et al., 1994 ; Schellmann et Radtke, 2004 ; Pirazzoli et al., 1991 ; Li et al., 1989; Lundberg et Ford, 1994; Toscano et Lundberg, 1999
5e	116 ± 1 à 128 ± 1 (122 ± 7)	Stirling et al., 1998	0 à +6 (+3 ± 3)	Schellmann et Radtke, 2004
5c	100 ± 5	Cutler et al., 2003	-15 ± 5	Cutler et al., 2003
5a	80 ± 4	Cutler et al., 2003	-15 ± 5	Cutler et al., 2003
3	55 ± 5	Cutler et al., 2003	-60 ± 5	Cutler et al., 2003
1	6 ± 1	Fleming et al., 1998; Lambeck et al., 2002.	-3 à -5 (-4 ± 1)	Fleming et al., 1998 Lambeck et al., 2002

**Tabla 1.** Tabla resumen de las edades de los estadios isotópicos utilizados en este trabajo y la altura alcanzada por el alto nivel del mar de acuerdo a la literatura (Tomado de Saillard, 2008).

### 5.1.3. Cálculo de las tasas de levantamiento

Con los conceptos expuestos previamente y a partir de la ecuación de Lajoie (1986) se obtienen las tasas de levantamiento para los niveles de terrazas marinas datados. Los resultados se muestran en la siguiente tabla:

Muestras Datadas	Tipo de Datación	Edad (ka)	Terraza relacionada	Altura de pie de acantilado (m)	Estadio isotópico	Edad Estadio isotópico (ka)	Altura del nivel del mar (m)	Tasa de levantamiento (mm/a)
C4	U-Th	104±1,8	TP2	45±5	5c	100±5	-15±5	0.6±0.08
C5	U-Th	76±9	T3	20±2	5a	80±4	-15±5	0.44±0.06
Manta6	IRSL	85±1,2	T3	20±2	5a	80±4	-15±5	0.44±0.06
C23	U-Th	115±23	T5	43±2	5e	122±7	3±3	0.3±0.03
C12	IRSL	212±38	T7	63±2	7c	232.5±2.5	-10±5	0.31±0.03
C13	IRSL	212±39	T7	63±2	7c	232.5±2.5	-10±5	0.31±0.03
C7	IRSL	235±35	T7	63±2	7c	232.5±2.5	-10±5	0.31±0.03
Manta10	U-Th	187±4	T7	63±2	7c	232.5±2.5	-10±5	0.31±0.03
C8	IRSL	272±38	T9	103±3	9a	285±5	-10±5	0.29±0.1

**Tabla 2.** Tasas de levantamiento determinadas a partir de las dataciones de Pedoja et al. 2006 y la correlación con los estados isotópicos.

Los resultados obtenidos muestran que el levantamiento en la zona no ha ocurrido a una tasa única o constante, por un lado, la Isla de La Plata se ha levantado a una tasa mucho mayor que la península; mientras que en la Península de Manta existe un contraste entre las tasas de levantamiento del norte y sur de la península. Hacia el sur se calcula una tasa de levantamiento menor en comparación al norte.

## **5.2. CORRELACION ENTRE NIVELES DE TERRAZAS MARINAS**

Con el fin de establecer una correlación tentativa entre los diferentes niveles de terrazas marinas se ha recurrido a elementos como las alturas de pies de acantilado, morfología de los niveles de terrazas, dataciones realizadas en Pedoja et al. (2006 a, b), observaciones realizadas en estudios anteriores (Cantalamessa y Di Celma, 2004; Pedoja, 2003; Pedoja et al., 2001) y el uso de edades extrapoladas a partir de las tasas de levantamiento calculadas en este trabajo, utilizando una tasa de levantamiento media para la Península de Manta de 0.33 mm/año y una tasa de levantamiento de 0,6 mm/año para la Isla de La Plata. Los resultados se presentan en la Tabla 3.

### **5.2.1. Correlación espacio temporal entre los niveles de terrazas marinas de Montecristi y el resto de la Península de Manta**

En el presente estudio se han definido 10 niveles de terrazas marinas en Montecristi no identificados en los trabajos previos, definidos a partir de la morfología observada en la zona, las alturas mismas que se observan de un lado a otro de Montecristi (Figura 3.26) característico de la erosión marina alrededor de una isla, y finalmente debido al hecho que hay algunos niveles que se correlacionan en alturas con niveles en la zona de El Aromo. Sin embargo, este resultado es discutible porque se carece de evidencia que soporte dicha

determinación como la presencia de depósitos marinos, adicionalmente la morfología que determina los diferentes niveles de terrazas no es completamente clara debido a su litología y a las fallas presentes. Con estas incertidumbres expuestas y bajo la hipótesis de que la morfología de Montecristi tiene un origen marino se han correlacionado los niveles de terrazas marinas con los niveles de terrazas cartografiados en la zona del Aromo (Tabla 3).

El nivel inferior TM1 se correlaciona muy bien con el nivel T11, aunque las alturas de pies de acantilado varían ligeramente la morfología de estos niveles y la evidencia en campo sustenta esta correlación. De igual manera ocurre para el nivel TM3 que se correlaciona con el nivel T12, por otro lado, los niveles TM5 y TM6 han sido correlacionados con los niveles T13 y T16 respectivamente únicamente por la similitud en las alturas de pies de acantilado.

Destaca en esta correlación el hecho de que tanto en Montecristi como en El Aromo aparecen niveles intermedios no correlacionables. Esto último y los elementos expuestos al inicio de este apartado dejan abiertas las incertidumbres acerca del origen y naturaleza de Montecristi.

### **5.2.2. Correlación espacio temporal entre los niveles de terrazas marinas de la Isla de La Plata y la Península de Manta**

En el trabajo de Pedoja et al. (2006 a, b) se correlacionaron ya los niveles de terrazas marinas determinados en dicho trabajo donde se expone la dificultad de una relación estratigráfica entre las terrazas marinas de Isla de la Plata y la Península de Manta debido a que los diferentes basamentos, basaltos en La Isla de la Plata, y los sedimentos marinos fácilmente erosionables a la cabeza Península de Manta. Estas diferencias dan lugar a diferentes extensiones y preservación de las terrazas marinas. Por lo expuesto y dado que las tasas de levantamiento aquí calculadas difieren mucho para la Península de Manta e Isla de La Plata, es difícil correlacionar los niveles de terrazas marinas utilizando las alturas de pie de acantilado y la morfología de las terrazas marinas por lo que se ha recurrido a las edades determinadas por

Pedoja et al. (2006 a, b) y las edades extrapoladas en este estudio. En los resultados (Tabla 3) se evidencia que todos los niveles en la Isla de La Plata parecen tener su equivalente en la península, sin embargo, no ocurre lo mismo con los niveles de la península dado que el nivel T8 no fue posible relacionarlo con ningún nivel de la isla debido, esto porque o fue erosionado o ha sido cubierto por otros depósitos de manera que no es visible.

Manta Península			Montecristi			Isla de La Plata		
Nombre de la terraza (altura de pie de acantilado)	Edad (ka)	Estado isotópico	Nombre de la terraza (altura de pie de acantilado)	Edad (ka)	Estado isotópico	Nombre de la terraza (altura de pie de acantilado)	Edad (ka)	Estado isotópico
T1 (6±1 m)	31	1				TP1(1,5m)	32	1
T2 (10±2m)	50	3						
T3 (20±3m)	*76±9; 85±1,2	5a						
T4 (30 ± 3 m)	110	5c				TP2(45±5m)	*104±1,8	5c
T5 (43±3m)	*120±18, 115±23	5e				TP3 (65±5m)	137	5e
T6 (53 ± 3m)	150	7a				TP4 (85±4m)	170	7a
T7(63±3m)	*212±38; 212±39; 235±35; 187±4	7c						
T8 (85±4 m)	240	7e						
T9 (103±4 m)	*272±38	9a				TP5 (162±2m)	295	9a
T10 (125±5m)	341	9c				TP6 (>180m)	329	9c
T11(150±8 m)	406	11	TM1(163±3m)	406	11			
			TM2(180±5 m)	489	13			
T12(208±9m)	605	15	TM3(200±10m)	559	15			
			TM4(240±10 m )	680	17			
T13(300±10 m)	887	21	TM5(300±10m)	862	21			
T14(330±5 m)	962	25						
T15(343±3 m)	1000	31						
T16(360±5 m)	1060	35	TM6(360±10m)	1044	35			
T17(>380 m)	1111	37	TM7(400±3m)	1144	37			
			TM8(500 ± 4 m)	1450	47			
			TM9(550 ± 10 m)	1616	55			
			TM10(>600 m)	1750	63			

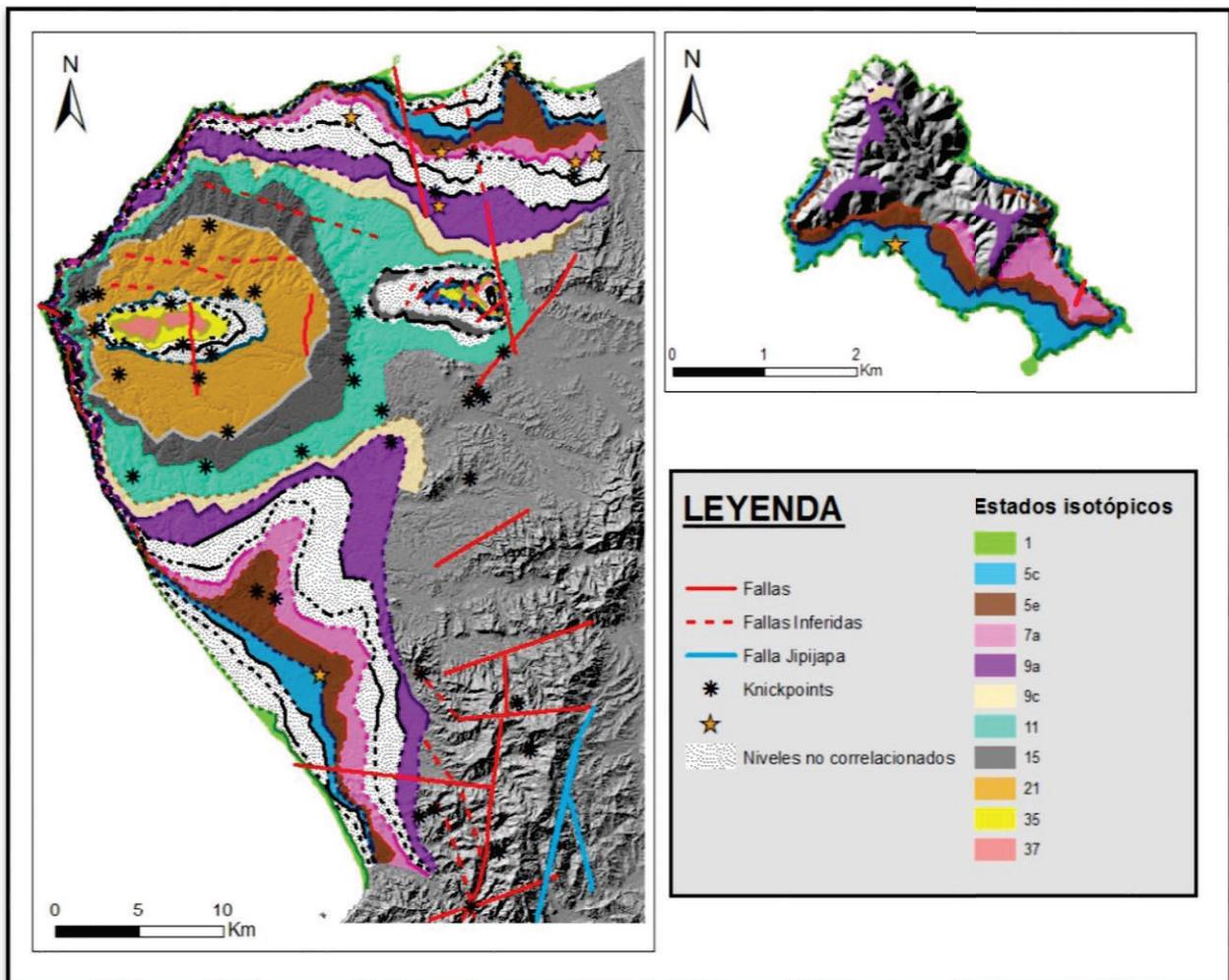
**Tabla 3.** Edades extrapoladas para los distintos niveles de terrazas marinas utilizando una tasa de levantamiento media para la Península de Manta de 0.33 mm/año y una tasa de levantamiento de 0,6 mm/año para la Isla de La Plata y correlación entre niveles. Las alturas de pie de acantilado mostradas en la tabla se han calculado considerando un promedio de los valores registrados en el norte y sur de la Península.

## CAPITULO VI

### 6. DISCUSIÓN

#### 5.1. DISCREPANCIAS CON ESTUDIOS ANTERIORES

Los resultados aquí presentados (Figura 6.1) muestran marcadas diferencias con estudios anteriores, en este apartado vamos a exponer y discutir dichas diferencias en especial aquellas concernientes al trabajo de Pedoja et al. (2006 a, b) que constituye el trabajo más destacado en relación al tema central de este estudio.



**Figura 6.1.** Mapa de la Península de Manta e Isla de La Plata donde se resume la información morfo-tectónica obtenida en este estudio.

### **5.1.1. Cartografía de niveles de terrazas marinas y tectónica de la zona**

En Pedoja et al. (2006 a, b) se definen 4 niveles de terrazas marinas en la Isla de La Plata y 5 niveles en la Península de Manta (Figuras 2.11, 6.1) mientras que este trabajo se han identificado 6 niveles en la Isla de La Plata y al menos 17 niveles en la Península de Manta (Figuras 3.16, 3.19, 6.1). La diferencia es menos evidente en la Isla de La Plata donde se ha definido 1 nivel adicional a los definidos en otros estudios, aquí la diferencia posiblemente radica en la dificultad de seguir los niveles de terrazas alrededor de la isla y que algunos niveles se presenten únicamente en determinadas zonas. Por otro lado, el contraste en la Península es importante, con respecto a los resultados obtenidos en este trabajo con el estudio de Pedoja et al. (2006 a, b), primero con definición de 12 niveles adicionales de terrazas marinas; esta diferencia se la puede atribuir a la dificultad de determinar los distintos niveles en el campo por la vegetación, topografía, litología, etc., y la falta de herramientas adecuadas como es el uso de un DEM de mejor resolución. Otro factor que contribuye a la diferencia del número de niveles cartografiados es la determinación de las Fallas de El Aromo y Río Salado en Pedoja et al. (2006 a, b), a las que se les atribuye la diferencia de elevación observada entre las alturas de los pies de acantilado al norte y sur de la península. Aunque en El Aromo es posible observar evidencia de un ligero basculamiento hacia el sur (Figura 3.16) de los niveles de terrazas marinas no es posible atribuir este rasgo a una falla, al menos se descarta con seguridad una falla superficial sin embargo es posible que exista una estructura ciega. De igual manera, en Pedoja et al. (2006 a, b) se identifica una falla normal en forma redondeada entre la bahía al norte de la península hacia el sur siguiendo los ríos, denominada Falla del Río Salado, Pedoja et al. (2006 a, b) atribuyen su existencia a partir de un fuerte desplazamiento de la elevación de las terrazas marinas en la parte este del denominado golfo de San Mateo, pero en

el presente trabajo se evidencia que dicho desplazamiento no ha ocurrido. Lo expuesto lleva a concluir que los diferentes valores de alturas son en realidad la expresión de la presencia de distintos niveles de terrazas en lugar de un único nivel afectado por una falla.

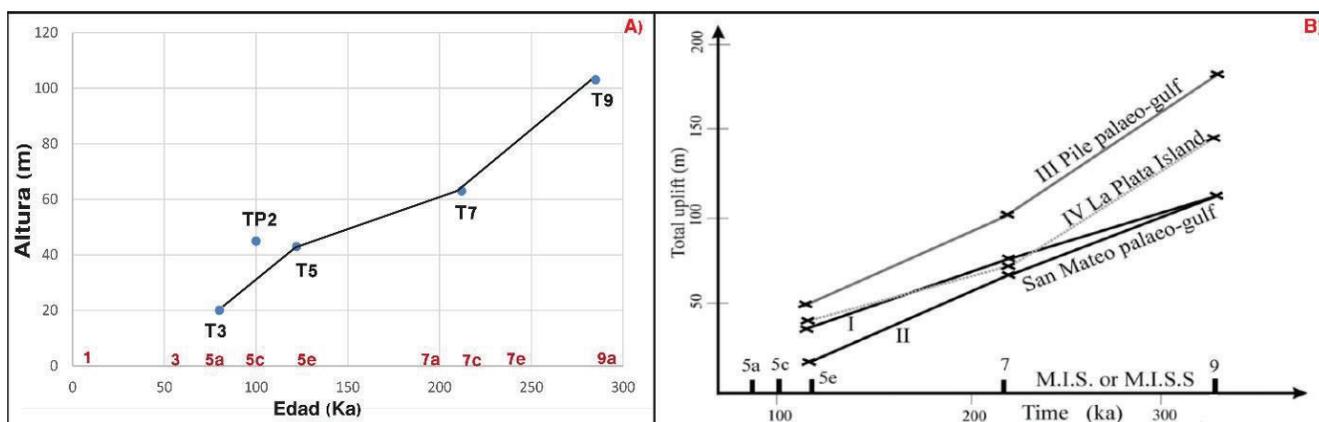
### **5.1.2. Tasas de levantamiento**

Los resultados obtenidos en el cálculo de tasas de levantamiento (Tabla 1) presentan también discrepancia con los resultados presentados en trabajos previos. En el caso de la Isla de La Plata, en este estudio se ha determinado una tasa de levantamiento de 0.6 mm/a aproximadamente que representa un valor bastante alto en comparación por los propuestos anteriormente (0.35 mm/a en Pedoja et al. (2006 a, b) y 0.4 mm/a en Cantalamessa y Di Celma, (2004)) lo que implicaría que la Isla de La Plata se ha estado levantando desde hace aproximadamente 400 ka, si se asume una tasa de levantamiento constante, en lugar del valor de 500 ka propuestos en Cantalamessa y Di Celma, (2004). Estas diferencias en los resultados radican principalmente en la correlación del nivel de terraza (TP2) datado con los estados isotópicos, en los estudios anteriores se ha relacionado el nivel datado en la Isla de La Plata con el estado isotópico 5e (122 ka), mientras que en este estudio y en base a la literatura (Figura 5.2) se le asigna un estado isotópico 5c (100ka) con una edad de aproximadamente 104 ka. Esta correlación (Tabla 2) puede ser discutible debido a la dificultad de determinar con precisión la edad de un estado isotópico tanto a nivel global como local. Sin embargo, a pesar de las incertidumbres relacionadas a los resultados, la distancia de la Isla de La Plata con respecto a la fosa es menor que la de la Península por lo que los efectos de la subducción deberían ser más evidentes en la Isla de La Plata y esto podría relacionarse a una tasa de levantamiento mayor a la de la Península de Manta.

Los resultados de las tasas de levantamiento en relación a la Península de Manta, también difieren con los obtenidos en Pedoja et al. (2006 a, b), así se determinó una tasa de levantamiento aproximado de 0.3 mm/a para la zona norte de la península y para el sur es aproximadamente de 0.47 mm/a, en contraste, en este trabajo se obtiene una tasa de levantamiento de 0.35 mm/a aproximadamente para la zona norte y una tasa de levantamiento de 0.3 mm/a para el sur de la península; estos resultados evidencian una diferencia entre las tasas de levantamiento del norte y sur de la península, a diferencia de lo propuesto por Pedoja et al. (2006 a, b) en este trabajo se concluye que el norte de la Península de Manta se ha levantado a una tasa ligeramente mayor que el sur, esto para los últimos 120 ka debido al número de dataciones disponibles. En capítulos anteriores ya se han expuesto diferencias evidentes entre el norte y sur de la península que apoyan los resultados obtenidos, en el capítulo IV el drenaje y erosión de zona nos muestra como la parte norte constituye una zona de deformación activa, con mayor actividad tectónica y erosiva en comparación al sur, y que se está levantando; por otro lado morfologías tipo rasa de las terrazas marinas hacia el sur de El Aromo sugieren o un levantamiento más continuo y/o una tasa de levantamiento más baja que el norte.

Otro punto a comparar entre este estudio y el trabajo previo de Pedoja et al. (2006 a, b) es la variación de las tasas de levantamiento en la península con el tiempo. En el trabajo de Pedoja et al. (2006 a, b) sugieren una disminución de la tasa de levantamiento con el tiempo, mientras que en este trabajo se evidencia lo contrario (Figura 6.2). Este nivel de terraza datado más antiguo (T9) tiene una tasa de levantamiento de aproximadamente 0.39 mm/a la cual se reduce a 0.34 mm/a para el siguiente nivel (T7) y finalmente aumenta a 0.43 mm/a para el nivel más joven datado (T3). Si este último valor para el levantamiento se mantiene o no es difícil determinarlo sin dataciones para niveles más jóvenes, pero al menos para el periodo de 300 ka

a 80 ka los resultados demuestran que las tasas de levantamiento son variables y han aumentado en el estado isotópico 5a, esto para el norte de la península, para el sur es difícil determinar la variación temporal de las tasas de levantamiento en ausencia de un mayor número de dataciones.



**Figura 6.2.** Comparación de tasas de levantamiento. A) Representación de tasas de levantamiento en el presente estudio. B) Representación de tasas de levantamiento en Pedoja et al. (2006 a, b).

Esta variación temporal de las tasas de levantamiento podría deberse a distintos factores como procesos tectónicos locales como fallas aun no identificadas, irregularidades topográficas de la placa subducida, pulsos de acumulación de materiales subducidos en la base de la cuña, variación del buzamiento bajo la zona de bloqueo a lo largo de la interfaz de la placa con respecto al antearco continental, como el propuesto en Chile por Saillard et al. (2009), Bejar-Pizarro et al. (2013). Otro mecanismo que contribuye a los períodos de elevación acelerada es un aumento de la actividad sísmica de subducción, como el discutido en la Península de Mejillones en Chile por Binnie et al. (2016).

## 5.2. MORFOLOGÍA DE LAS TERRAZAS MARINAS Y DISCONTINUIDAD EL AROMO

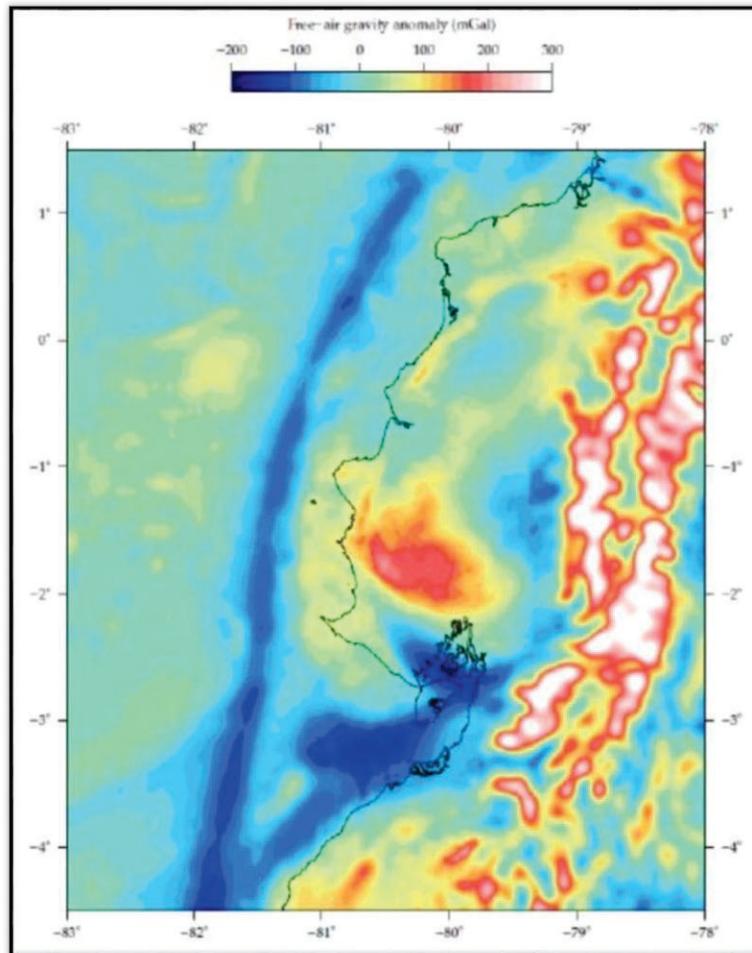
La cartografía de los niveles de terrazas marinas presenta varias particularidades que aquí se discute. Hacia el sur (Figura 3.17) el trazo de los niveles de terrazas presenta una forma

sinuosa y varias entrantes, estas formas se deben a la presencia de ríos que han erosionado y excavado las terrazas marinas, han generado que el trazo original de las terrazas previo a la erosión de los ríos es con seguridad menos sinuoso y posiblemente siguiendo la forma de las terrazas más jóvenes de la línea de costa actual.

En la zona de El Aromo (Figura 3.14), por otra parte, se observa un efecto muy interesante en el ancho de las plataformas de las terrazas marinas que se reducen considerablemente hacia la punta de la península en comparación con el resto de la península. Este efecto es evidente hacia el sur en la zona de Puerto Cayo, aunque el cambio es menos dramático que en El Aromo; el ancho de una misma terraza puede variar según varias razones, como la litología, la morfología inicial (pendiente fuerte o débil) del borde costero, la duración del estado isotópico y la tasa de levantamiento. Si la duración del estado esta larga o si la tasa esta es débil, el mar erosiona la plataforma marina plana y el acantilado costero y así facilitar la retirada del acantilado hacia el lado de la tierra aumentando el ancho de plataforma. Sin embargo, si la tasa está demasiado débil, la terraza tenderá a erosionarse o estar reocupada durante el alto nivel del mar siguiente, si este es fuerte, el mar no erosiona completamente una plataforma y así se tiene un gran acantilado costero sin terrazas. Estos dos casos ocurren cuando el levantamiento es constante. Pero el levantamiento puede también variar en el tiempo y facilitar esa morfología en forma de escalera y la presencia de acantilados de alturas diferentes. Se puede incluso pensar que una falla contribuya con estos factores mencionados en la variación del ancho de plataforma como podría ser el caso de la zona sur cerca de Puerto Cayo. El Aromo en general es una zona compleja donde el comportamiento es diferente de las 2 bahías o golfos al norte y sur, entonces puede darse que en etapas de levantamiento débil las terrazas se hayan mezclado, se vuelvan una sola debido a la reocupación de la terraza durante el siguiente alto nivel del mar o que uno de los niveles de terrazas haya sido completamente erosionado.

Encontrar una sola explicación para este efecto en la morfología de los niveles de terrazas marinas sería difícil debido a que es más bien una combinación de factores y condiciones lo que causaría este efecto, puede incluso que este fenómeno observado sea el resultado de procesos mucho más complejos. En Martinod et al., (2016) se argumenta que si la pendiente inicial de la costa es más fuerte, se desarrollan terrazas marinas con un ancho pequeño al contrario de si la costa tiene un pendiente débil, se van a formar terrazas anchas; si la morfología inicial ha jugado un papel determinante, el efecto de acortamiento de ancho de las plataformas tendría una asociación con procesos más complejos pues la morfología inicial podría depender de los procesos de subducción y/o de la tectónica de la zona “ante-terrazas”.

En Pedoja et al. (2006 a, b) y Cantalamessa y Di Celma, (2004) proponen que la zona El Aromo constituiría una paleo isla, (Figura 2.10), sin embargo, al hacer una reconstrucción del área se puede explicar la forma que describen las terrazas de El Aromo que rodean la zona en forma casi circular y que en este trabajo también ha sido observada. Sin embargo, existen un detalle no mencionado por trabajos previos y es que a partir del nivel T13 hacia los niveles más altos se observa que ya no muestran una forma circular sino más bien una forma alargada en sentido E-W, este efecto coincide con la presencia de la falla El Aromo propuesta en Pedoja et al. (2006 a, b) por lo que podría ser fácilmente atribuida a esta, sin embargo, como se ha mostrado en capítulos anteriores en el presente trabajo no se ha encontrado ninguna evidencia que soporte la existencia de dicha falla por lo que este efecto observado en las terrazas más altas de El Aromo tendría un origen mucho más complejo y profundo que una falla en superficie, que en este trabajo se denomina Discontinuidad El Aromo. El mapa de gravimetría de la margen del Ecuador (Figura 6.3) muestra la existencia de un cambio neto debajo del Aromo, que podría relacionarse con lo que la “Discontinuidad El Aromo” y la morfología al norte y al sur de la Península de Manta.



**Figura 6.3.** Mapa de anomalías gravimétricas de aire libre (Hernández, 2014).

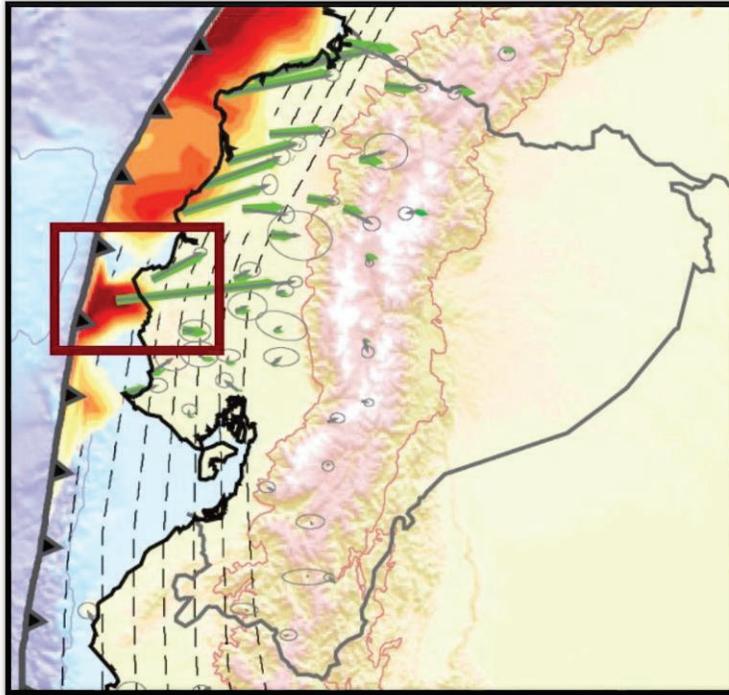
### **5.3. EFECTO DE CARNEGIE Y PROCESOS DE SUBDUCCIÓN**

Pedoja et al. (2006 a, b) relacionan el levantamiento registrado en la zona de estudio directamente con la presencia de la Cordillera de Carnegie y la ubicación del eje axial directamente al frente de la zona de estudio. Aunque, en efecto, la presencia de una cordillera en subducción contribuye al levantamiento más fuerte de una zona (Macharé e Ortlieb, 1992; Hsu, 1992), no parece ser un factor determinante como lo exponen varios trabajos (Saillard, 2008; Saillard et al., 2011; Saillard et al., aceptado). En la (Figura 6.4) se ejemplifica como la presencia de cordilleras asísmicas no ha sido determinante en la formación y preservación de

terrazas marinas, puesto que hay una serie de terrazas marinas sobre las cordilleras Carnegie y Nazca, mientras que están ausentes sobre la cordillera Juan Fernández. Una explicación puede ser, que exista una relación con el hecho que las cordilleras de Carnegie y Nazca son mucho más grandes ( $\sim 250$  km), que Juan Fernández ( $<100$  km), lo que podría añadir un efecto amplificador al levantamiento. Sin embargo, la velocidad de convergencia de estas podría desempeñar un papel, la cordillera Juan Fernández se subduce a una velocidad de  $8,1$  cm / año, contra  $7,7$  y  $6,9$  cm / año para las cordilleras de Nazca y Carnegie respectivamente (DeMets et al., 1994). La presencia de segmentos de subducción horizontal (Perú y el centro de Chile / Argentina) no afecta el desarrollo de la serie de terrazas marinas. Por lo tanto, las cordilleras asísmicas en subducción no coinciden con la sistemática presencia de terrazas marinas de la costa. En conclusión, aunque la presencia de una cordillera asísmica en subducción influye en las tasas de levantamiento y la presencia de los niveles de terrazas marinas, otros procesos también pueden influir como una variación en la superficie de la zona sismogénica a lo largo del plano de subducción (Saillard et al., aceptado), el desarrollo de un prisma de acreción (von Huene et al., 1996), la erosión tectónica y el material de subrecubrimiento erosionado, la distancia hacia la fosa con un valor umbral en  $100-110$  km de la fosa que corresponde a la zona de elevación máxima (Saillard et al., aceptado), e incluso la presencia de relieves topográficos, como los de la Cordillera de Carnegie, se relacionarían con la deformación en la plataforma continental (Proust et al., 2016). Entonces el levantamiento y la presencia de terrazas marinas en la zona de estudio, se asocia no solo a la presencia de una cordillera en subducción sino a una combinación de distintos fenómenos y factores.

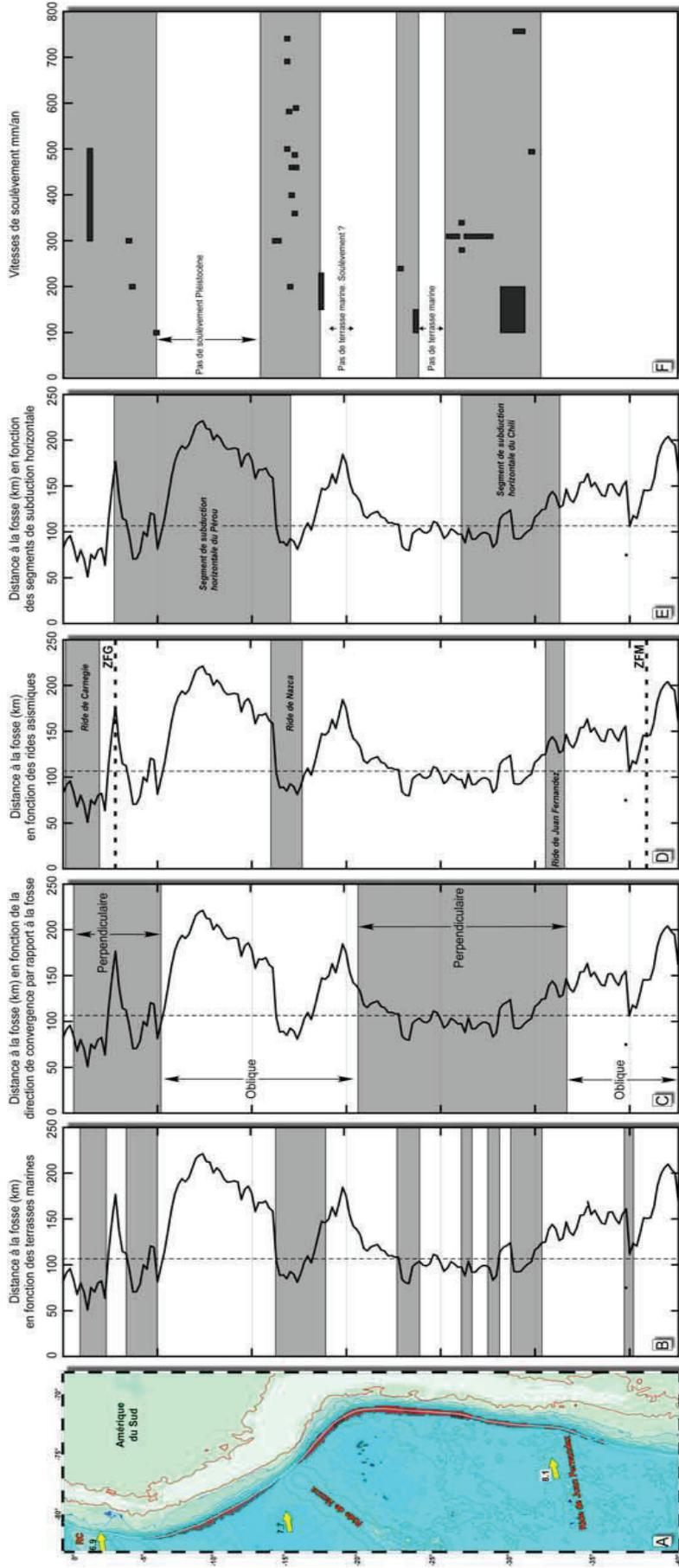
La zona de estudio se destaca por la importante presencia de niveles de terrazas marinas, en este estudio se evidencia que además constituye una expresión morfológica y tectónica de la zona de una barrera sísmica en la placa superior debido a que se encuentra al nivel de la zona

de transición entre un segmento de plano de subducción con poco acople sísmico al sur y un segmento con mucho acople sísmico al norte (Nocquet et al., 2014; Figura 6.5).



**Figura 6.5.** Distribución espacial del acoplamiento intersísmico lo largo de la interfaz de la placa de subducción. Se evidencia la variación del acoplamiento al norte y sur de la Península de Manta (recuadro). (Nocquet et al., 2014).

Este efecto de barrera se evidenciaría también en la topografía y la morfología de la zona y en el hecho de que el norte y el sur de la península constituyen zonas completamente distintas, esto permite determinar un límite entre dos zonas distintas que se propone denominar Discontinuidad El Aromo, que podría ser un límite entre un alto topográfico del zócalo debajo de la zona norte y una cuenca debajo de la zona sur (Figura 6.3), una estructura ciega bajo la península o la expresión de un fenómeno más profundo localizado en el contacto interplaca, aunque este último resulta mucho más complejo de entender y explicar con exactitud.



**Figura 6.4:** A - Mapa de la costa del Pacífico de América del Sur. Batimetría y la topografía son desde el software GMT. Las flechas amarillas indican la dirección de convergencia de la placa de Nazca respecto a la placa de América del Sur (fija) con el valor de la velocidad de convergencia asociada (después de DeMets et al., 1994) - RC Ridge Carnegie. A la derecha de la carta (B a E), comparamos varios parámetros (zonas grises) en función de la distancia entre la fosa y la costa a lo largo de América del Sur: B - la presencia de terrazas marinas, C - convergencia de la placa Nazca, D - la presencia de arrugas antisísmicas. Zona de fractura Grijalva, ZML: ZFG zona de fractura Mocha. Por último, E - la presencia de segmentos subducción horizontal. F - velocidades de levantamiento a lo largo de la costa del Pacífico de los Andes (Saillard, 2008).

## CAPITULO VII

### 7. CONCLUSIONES

- Los resultados evidencian un número mayor de niveles de terrazas marinas a los ya previamente cartografiados, existen, en base a esta nueva cartografía, 6 niveles de terrazas marinas en la Isla de La Plata y al menos 17 niveles en la Península de Manta.
- La presencia de niveles de terrazas marinas domina la morfología de la zona de estudio y se evidencia también en perturbación de la red de drenaje del área.
- Se evidencia de fallas activas en la Península de Manta con orientaciones WSW-ENE, SSW-ENE, NE-SW, E-W y NW-SE hacia el sur y orientaciones WSW-ENE, NW-SE, WNW-ENE, N-S, NE-SW y NNW-SSE, hacia el norte. Sin embargo, no han sido encontradas evidencias de la Falla El Aromo y la falla Río Salado, previamente cartografías en Pedoja et al. (2006 a, b).
- Es evidente en el estudio morfotectónico y del drenaje que existe un contraste entre el norte y sur de la península para los últimos 120 ka; la parte norte es una zona de deformación activa, con mayor actividad tectónica y erosiva en comparación al sur.
- Se ha determinado una tasa de levantamiento de 0.6 mm/a aproximadamente para la Isla de La Plata, 0.35 mm/a para la zona norte de la península y una tasa de levantamiento aproximada de 0.3 mm/a para el sur de la península; el norte de la península se está levantando con una tasa ligeramente mayor que el sur, esto para

los últimos 120 ka debido al limitado número de dataciones en el sur de la Península.

- El valor más alto de levantamiento en la Isla de la Plata, respecto a la de la península de Manta, está probablemente asociada al hecho que se localiza mucho más cerca de la fosa y que está encima de un patch de fuerte acoplamiento sísmico.
- La diferencia entre el norte y sur de la península evidencia procesos mucho más complejos y profundos que están modelando las formas en superficie y define un límite denominado discontinuidad de El Aromo que divide la zona norte.
- El efecto de la subducción de la Cordillera de Carnegie en el levantamiento y la preservación de las terrazas marinas no es determinante, aunque es evidente su influencia, sería uno de los tantos factores que influyen en el levantamiento de la Península de Manta e Isla de La Plata.

## REFERENCIAS

- ACOSTA K. (2015). Ubicación del contacto bioestratigráfico plioceno-pleistoceno al noroeste de San José- sur de la provincia de Manabí. Tesis de grado, Universidad de Guayaquil, Facultad de Ciencias Naturales, Escuela de Ciencias Geológicas y Ambientales. 143 pp.
- ANDERSON R.S., DENSMORE A.L., ELLIS M.A. (1999). The generation and degradation of marine terraces. *Basin Research* 11, 7–19 pp.
- ANTONIOLI F., BARD E., POTTER E.-K., SILENZI S., IMPROTA S. (2004). 215-ka History of sea-level oscillations from marine and continental layers in Argenterola Cave speleothems (Italy). *Global and Planetary Change* 43, 57–78 pp.
- BECK S.L. & RUFF, L.J. (1984). The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: evidence from the asperity model, *J. geophys. Res.*, 17, 1969–1972 pp.
- BEJAR-PIZARRO M., SOCQUET A., ARMIJO R., CARRIZO D., GENRICH J., SIMONS M. (2013), Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone, *Nature Geoscience*, 6, 462–467 pp, doi:10.1038/NGEO1802.
- BENITEZ S.B. (1995). Evolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire. *Géol. Alp*, 71: 3-163 pp.
- BINNIE A., DUNAI T., BINNIE S., VICTOR P., GONZALES G., BOLTEN A. (2016). Accelerated late quaternary uplift revealed by <sup>10</sup>Be exposure dating of marine terraces, Mejillones Peninsula, northern Chile. *Quaternary Geochronology* 36, 12-27 pp.

- BOWLES C., COWGIL E. (2012). Discovering marine terraces using airborne LiDAR along the Mendocino-Sonoma coast, northern California. *Geosphere*; v. 8; no. 2; 386–402 pp.
- BRADLEY, W.C., GRIGGS, G.B. (1976). Form, genesis, and deformation of central California wave-cut platforms. *Geological Society of America Bulletin* 87, 433–449 pp.
- BURBANK D., ANDERSON R. (2001). *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Publishing; 2<sup>nd</sup> Edition. 287 pp.
- CABIOCH, G., AYLIFFE, L.K. (2001). Raised corals at Malakula, Vanuatu, Southwest Pacific, indicate high sea level during marine isotope stage 3. *Quaternary Research* 56, 357–365 pp.
- CANTALAMESSA G., DI CELMA C. (2004). Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of Isla de La Plata and of flat, gently dipping surfaces of southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabí, Ecuador). *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 633-648 pp.
- CAPO A., GARCÍA C. (1994). Análisis e Interpretación de los perfiles longitudinales en la red fluvial del sur y sureste de Mallorca. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, N° 40, 147-167 pp.
- CHAPPELL, J. (1974). Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: A study of Quaternary tectonic movements and sea level changes. *Geological Society of America Bulletin* 85, 553–570 pp.
- CHAPPELL, J., OMURA, A., ESAT, T.M., MCCULLOCH, M.T., PANDOLFI, J., OTA, Y., PILLANS, B. (1996). Reconciliation of late Quaternary sea levels

derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. *Earth and Planetary Science Letters* 141, 227–236 pp.

- CHEN J.H., CURRAN H.A., WHITE B., WASSERBURG G.J. (1991). Precise chronology of the last interglacial period:  $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$  data from fossil coral reefs in the Bahamas. *Geological Society of America Bulletin* 103, 82–97pp.
- CHLIEH M., MOTHESS P., NOCQUET J.M., JARRIN P., CISNEROS D., FONT Y., COLLOT J.Y., VILLEGAS-LANZA J.C., ROLANDONE F., VALLÉE M., REGNIER M., SEGOVIA M., MARTIN X., YEPEZ H. (2014). Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust. *Earth and Planetary Science Letters* 400, 292–301 pp.
- CHUNGA K., MARTILLO C., PAZMIÑO N., QUIÑONEZ M.F., HUAMAN F. (2010). Estimación de máximos niveles de sismicidad para el Litoral Ecuatoriano a través de la integración de datos geológicos y sismotectónicos. *Revista Internacional Oro y Petróleo* (N.- 19), 46-57 pp.
- COLLOT J-Y., MICHAUD F., ALVARADO A., MARCAILLOU B., SOSSON M., RATZOV G., MIGEON S, CALAHORRANO A., PAZMINO A. (2009) *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del 1025 Ecuador*, Spec. Pub. INOCAR-IRD, 151-166 pp (in spanish with english abstract).
- CORONEL J.A. (2001). Análisis de morfoestructuras en imágenes radar, fotos aéreas, red de drenaje y modelos numéricos para la observación de deformaciones de una imagen activa: ejemplo de manta. Tesis de Grado, Escuela Superior Politécnica del Litoral, Facultad de Ciencias de la Tierra, 91 pp.

- CUTLER K.B., EDWARDS R.L., TAYLOR F.W., CHENG H., ADKINS J., GALLUP C.D., CUTLER P.M., BURR G.S., BLOOM A.L. (2003). Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 253–271 pp.
- DENIAUD Y. (1998). Evolución Tectono-sedimentaria de las Cuencas Costeras Neógenas del Ecuador. PETROPRODUCCION-ORSTOM. Informa interno: 74 pp.
- DENIAUD Y. (2000). Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes Equatoriennes au cours du Neogene: étude des bassins d'avant-arc et bilans de masse. Thèse de doctorat de L'Université Joseph Fourier. 157 pp.
- DEMETS C., GORDON R.G., ARGUS D.F., STEIN S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimate of current plate motions. *Geophysical Research Letters* 21, 2191–2194 pp.
- DI CELMA, RAGAINI L., CANTALAMESSA G., CURZIO P. (2002). Shell concentrations as tools in characterizing sedimentary dynamics at sequence-bounding unconformities: examples from the lower unit of the Canoa Formation (Late Pliocene, Ecuador). *Geobios, mémoire special n° 24*, 14 pp.
- DUMONT, J.-F., AND BENITEZ, S. (1996). Neotectonics of the coastal region of Ecuador: a new pluridisciplinary research project. In "Third International Symposium of Andean Geodynamic (ISAG)." 175-178 pp.
- DUMONT, J.F., SANTANA, E., VILEMA, W., PEDOJA, K., ORDONEZ, M., CRUZ, M., JIMENEZ, N., ZAMBRANO, I. (2005b). Morphological and microtectonic analysis of Quaternary deformation from Puna and Santa Clara

Islands, Gulf of Guayaquil, Ecuador (South America). *Tectonophysics* 399, 331–350 pp.

- EGUEZ A., ALVARADO A., YEPEZ H., MACHETTE M., COSTA C., DART R., BRADLEY L. (2003). Database and Map of Quaternary Faults and Folds of Ecuador and its offshore regions. Open-File Report 03-289.
- EVANS C.D.R., WHITTAKER J.E. (1982). The geology of the western Part of the Borbon Basin, northwest Ecuador. In: Leggett, J.K. (Ed.), *Trench-Forearc Geology*, vol. 10. Geological Society of London Special Publication, 191-198 pp.
- FEININGER, T., AND BRISTOW, R. (1980). Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador. In "Geol. Rdsch." 849-874 pp.
- FEININGER T. & SEGUIN M.K. (1983). Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador, *Geology*, 11(1), 40–44 pp.
- FLEMING K., JOHNSTON P., ZWARTZ D., YOKOYAMA Y., LAMBECK K., CHAPPELL J. (1998). Refining the eustatic sea level curve since the Last Glacial Maximum using far and intermediate field sites. *Earth and Planetary Science Letters* 163, 327–342 pp.
- FONT Y., SEGOVIA M., VACA S., THEUNISSEN T. (2013). Seismicity patterns along the Ecuadorian subduction zone: new constraints from earthquake location in a 3-D *a priori* velocity model. *Geophysical Journal International*, 24 pp.
- FORTE A., WHIPPLE K., COWGILL E. (2015). Drainage network reveals patterns and history of active deformation in the eastern Greater Caucasus. *GEOSPHERE*; v. 11, no. 5, 1343-1364 pp.

- FREYMULLER J.T., KELLOG J.N., VEGA V. (1993). Plate motions in the North Andean region, *J. Geophys. Res.* 98, 21853–21863 pp.
- GALLUP C.D., EDWARDS R.L., JOHNSON R.G. (1994). The timing of high sea levels over the past 200,000 years. *Science* 263, 796–800 pp.
- GOLDRICK, G., BISHOP, P. (2007). Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 649-671 pp.
- GOY J.L., MACHARÉ J., ORTLIEB L., ZAZO C. (1992). Quaternary shorelines in southern Peru: a record of global sea-level fluctuations and tectonic uplift in Chala Bay. *Quaternary International*, Vol. 15/16, 99-112 pp.
- GRANJA J., SANTILLÁN G. Y TORRES M. (2009). Hoja Geológica de Montecristi. Escala 1:100.000. Ministerio de Minas y Petróleo.
- GUTSCHER M.A., MALAVIEILLE J., LALLEMAND S., COLLOT J.Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters* 168, 255-270 pp.
- HACK J. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Jour. Reserch U.S. Geol. Survey*. Vol. 4, 421-429 pp.
- HERNANDEZ MJ. (2014). Structures de la plateforme continentale de la marge d'Equateur à partir de l'interprétation de sismique pétrolière. Interaction plaque plongeante/plaque chevauchante et segmentation de la marge. Master Pro2 AGI, Université de Nice-Sophia Antipolis, 59 pp.
- HACK, J.T. (1957). Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. *United States Geological Survey Professional Paper* 294, 45-94 pp.

- HOFFSTETTER R. (1952). Les mammifères pléistocènes de la République de l'Équateur. *Memories de la Société Géologique de France* 31, 1-391 pp.
- HOVIUS, N. (2000). Macro-scale process systems of mountain belt erosion. En *Geomorphology and Global Tectonics*, M.A. Summerfield (ed.), John Wiley and Sons, Chichester, 77-105 pp.
- HOWARD, A.D., DIETRICH, W.E., SEIDL, M.A. (1994). Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 99, 13971-13986 pp.
- HSU J.T. (1992). Quaternary uplift of the Peruvian coast related to the subduction of the Nazca Ridge: 13.5 to 15.6 degrees south latitude. *Quaternary International* 15-16, 87-97 pp.
- INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGÍA E HIDROLOGÍA (INAMHI). (2004). *Anuario Meteorológica* N° 44.
- INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGÍA E HIDROLOGÍA (INAMHI). (2005). *Anuario Meteorológica* N° 45.
- INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGÍA E HIDROLOGÍA (INAMHI). (2006). *Anuario Meteorológica* N° 46.
- IRIONDO, M., (1992). Dinámica litoral en la costa ecuatoriana durante el Holoceno superior; Lima, ORSTOM/CONCYTEC. *Paleo ENSO Records International Symposium. Ext. Abstracts*, 155-158 pp.
- IRIONDO M. (1994). The quaternary of Ecuador. *Quaternary International* 24, 101-112 pp.

- JAILLARD, E., ORDENEZ, M., BENITEZ, S., BERRONES, G., JIMENEZ, N., MONTENEGRO, G., AND ZAMBRANO, I. (1995). Basin development in an accretionary, oceanic-floored fore-arc setting: southern coastal Ecuador during Late Cretaceous - Late Eocene times. American Association of Petroleum Geologists, 615-631 pp.
- JAILLARD, E., BENITEZ, S., AND MASCLE, G. H. (1997). Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc sud-équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique. Bulletin de la Société Géologique de France 168, 403-412 pp.
- JARA-MUÑOZ J., MELNICK D., STRECKER M. (2016). TerraceM: A MATLAB tool to analyze marine and lacustrine terraces using high-resolution topography. GEOSPHERE; V.12, N° 1, 20 pp.
- KANAMORI H. & MCNALLY K.C. (1982). Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast, *Bull. seism. Soc. Am.*, 72(4), 1241–1253 pp.
- KANAMORI H. (1986). Rupture process of subduction zone earthquakes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 14, 293–322 pp.
- KELLOG J.N., VEGA V. (1992). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity, in: P. Mann (Ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*, Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 295, 75–90 pp.
- LAJOIE K.R. (1986). Coastal tectonics, Active tectonics. National Academy Press, Washington D.C., 95–124 pp.

- LAJOIE K.R., PONTI D.J., POWELL C.L.I., MATHIESON S.A., SARNAWOJCICKI A.M. (1991). Emergent marine strandlines and associated sediments, coastal California: A record of Quaternary sea level fluctuations, vertical tectonic movements, climatic changes, and coastal processes, in: Morrison, R.B. (Ed.), Quaternary nonglacial geology: Conterminous U.S. Boulder, CO, Geological Society of America, Geology of North America, 190–203 pp.
- LAMBECK K., EZAT T.M., POTTER E.-K. (2002). Links between climate and sea levels for the past three millions years. *Nature* 419, 199–206 pp.
- LI W.-X., LUNDBERG J., DICKIN A.P., FORD D.C., SCHWARZ H.P., MCNUTT R., WILLIAMS D. (1989). Highprecision mass-spectrometric uranium-series dating of cave deposits and implications for paleoclimate studies. *Nature* 339, 534–536 pp.
- LONSDALE P. & KLITGORD K.D. (1978). Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin, *Geol. soc. Am. Bull.*, 89, 981-999 pp.
- LUDWIG K.R., MUHS D.R., SIMMONS K.R., HALLEY R.B., SHINN E.A. (1996). Sea level records at ~80 ka tectonically stable platforms: Florida and Bermuda. *Geology* 24, 211–214 pp.
- LUNDBERG J., FORD D.C. (1994). Late Pleistocene sea level change in the Bahamas from mass spectrometric U-series dating of submerged speleothem. *Quaternary Science Reviews* 13, 1–14 pp.
- MACHARÉ J., ORTLIEB L. (1992). Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru. *Tectonophysics* 205, 97–108.

- MARCHANT, S. (1961). A photogeological analysis of the structure of the western Guayas Province, Ecuador, with discussion of the stratigraphy and Tablazo Formation derived from surface mapping. *Quat. Geol. Soc. London* 114, 215-233 pp.
- MARTINOD J., REGARD V., RIQUELME R., AGUILAR G., GUILLAUME B., CARRETIER S., CORTÉS-ARANDA J., LEANNI L., HÉRAIL G. (2016). Pleistocene uplift, climate and morphological segmentation of the Northern Chile coasts (24°S-32°S): Insights from cosmogenic <sup>10</sup>Be dating of paleoshorelines. *Geomorphology* 274, 78-91 pp.
- MCMANUS J., OPPO D., CULLEN J., HEALEY S. (2003). Marine isotope stage 11 (MIS 11) analog for Holocene and future climate?, in: *Earth's climate and orbital eccentricity: the marine isotope stage 11 question*. Geophysical Monograph 137, American Geophysical Union.
- MICHAUD F., WITT C., ROYER J. Y. (2009). Influence of the subduction of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: Reality and fiction. *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*, 204, 217 pp.
- MURRAY-WALLACE C.V. (2002). Pleistocene coastal stratigraphy, sea-level highstands and neotectonism of the southern Australian passive continental margin – a review. *Journal of Quaternary Science* 17, 469–489 pp.
- NOCQUET J.M., et al. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience* 7, 287–291 pp.

- NOCQUET J.M., JARRIN P., VALLÉE M., MOTHES P. A., GRANDIN R., ROLANDONE F., DELOUIS B., YEPES H., FONT Y., FUENTES D., RÉGNIER M., LAURENDEAU A., CISNEROS D., HERNANDEZ S., SLADEN A., SINGAUCHO J.-C., MORA H., GOMEZ J., MONTES L., CHARVIS P. (2016). Supercycle at the Ecuadorian subduction zone revealed after the 2016 Pedernales earthquake. *Nature Geoscience*, 10.1038/ngeo2864
- ORTLIEB, L. (1987). Néotectonique et variations du niveau marin au Quaternaire dans la région du Golfe de Californie, Mexique. Etudes et thèses, ORSTOM, Paris, 779 + 257 pp
- PEDOJA K. (2003). Les terrasses marines de la marge Nord Andine (Equateur et Nord Pérou): relations avec le contexte géodynamique. Thèse de doctorat de L'Université P. et M. Curie. 351 pp.
- PEDOJA K., DUMONT J.F., LAMONTHE M., ORTLIEB L., COLLOT J.-Y., GHALEB B., AUCLAIR M., ALVAREZ V., LABROUSSE B. (2006 a). Plio-Quaternary uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island and the subduction of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences* 22, 1-21 pp.
- PEDOJA K., ORTLIEB L., DUMONT J.F., LAMOTHE M., GHALEB B., AUCLAIR M., LABROUSSE B. (2006b), Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data. *Marine Geology* 228, 73-91 pp.
- PEDOJA K., DUMONT J.F., ORTLIEB L. (2009). Levantamiento Cuaternario costero del Arco de Talara (Ecuador y norte del Perú): cuantificaciones con las

secuencias de terrazas marinas. Geología y Geofísica marina y terrestre del Ecuador desde la costa continental hasta las islas Galápagos. Comisión Nacional del Derecho del Mar, Institut de Recherche pour le Développement and Instituto Oceanográfico de la Armada (INOCAR), 107-129 pp.

- PIRAZZOLI P.A., RADTKE U., HANTORO W.S., JOUANNIC C., HOANG, C.T., CAUSSE C., BOREL BEST M. (1991). Quaternary raised coral-reef terraces on Sumba Island, Indonesia. *Science* 252, 1834–1836 pp.
- PROUST J.N., MARTILLO C., MICHAUD F., COLLOT J.Y., DAUTEUIL O. (2016). Subduction of seafloor asperities revealed by a detailed stratigraphic analysis of the active margin shelf sediments of Central Ecuador. *Marine Geology* 380, 345–362 pp.
- REGARD V., SAILLARD M., MARTINOD J., AUDIN L., CARRETIER S., PEDOJA K., RIQUELME R., PAREDES P., HÉRAIL G. (2010). Renewed uplift of the Central Andes Forearc revealed bicoastal evolution during the Quaternary. *Earth and Planetary Science Letters* 297, 85-97 pp.
- REGARD V., PEDOJA K., SAILLARD M. (2012). Les terraces marines, marqueurs de l'interaction entre soulèvement et oscillation du niveau de la mer. *Géochronique, bureau de recherches géologiques et minières*, 125, 35-37 pp.
- REYES P. (2008). Quantification relative du soulèvement de la cordillère côtière (Equateur) à partir de la Geomorphologie sur MNT. Master 2 SGT, Université de Nice-Sophia Antipolis. 88 pp
- REYES P., MICHAUD F. (2012). Mapa Geológico de la Margen Costera Ecuatoriana (1:500000). EP PetroEcuador-IRD (Eds). Quito, Ecuador.

- REYES P. (2013). Evolution du relief le long des marges actives: étude de la déformation Plio-Quaternaire de la cordillère côtière d'Equateur. Thèse de doctorat de L'Université de Nice-Sophia Antipolis. 312 pp.
- ROSENBLOOM, N.A., ANDERSON, R.S. (1994). Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets* 99, 14013–14029 pp.
- SAILLARD M. (2008). Dynamique du soulèvement côtier Pléistocène des Andes centrales: Etude de l'évolution géomorphologique et datations ( $^{10}\text{Be}$ ) de séquences de terrasses marines (Sud Pérou-Nord Chili). Thèse de doctorat de L'Université de Toulouse. 316 pp.
- SAILLARD M., HALL S.R., AUDIN L., FARBER D.L., HÉRAIL G., MARTINOD J., REGARD V., FINKEL R.C., BONDOUX F. (2009). Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from  $^{10}\text{Be}$  dating. *Earth and Planetary Science Letters* 277, 50-63 pp.
- SAILLARD M., HALL S.R., AUDIN L., FARBER D.L., REGARD V., HÉRAIL G. (2011). Andean coastal uplift and active tectonics in southern Peru:  $^{10}\text{Be}$  surface exposure dating of differentially uplifted marine terrace sequences (San Juan de Marcona,  $\sim 15.4^\circ\text{S}$ ). *Geomorphology* 128, 178-190 pp.
- SAILLARD M., AUDIN L., ROUSSET B., AVOUAC J.-P., CHLIEH M., HALL S.R., HUSSON L., FARBER D.L., From the seismic cycle to long-term deformation: linking seismic coupling and Quaternary coastal geomorphology along the Andean Megathrust". *Tectonics*, accepted

- SANCLEMENTE E. (2014). Seismic imaging of the structure of the central Ecuador convergent margin: relationship with the inter-seismic coupling variations. Thèse de doctorat de L'Université de Nice-Sophia Antipolis. 269 pp.
- SCHEIDEGGER A. (1987). Systematic Geomorphology, Springer-Verlag/Wien, 1-10 pp.
- SHACKLETON, N.J., OPDYKE, N.D. (1973). Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-239, late Pliocene to latest Pleistocene. Geological Society of America Memoir 145, 449–464 pp.
- SCHELLMANN G., RADTKE U. (2004). A revised morpho- and chronostratigraphy of the late and middle Pleistocene coral reef terraces on Southern Barbados (West Indies), Earth-Science reviews 64,157–187 pp.
- SHEPPARD G., 1927. Geological observations on Isla de la Plata, Ecuador. American Journal of Science 13, 480–486 pp.
- SHEPPARD G., 1930. The geology of South Western Ecuador. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 14, 263–309 pp.
- SIDDALL, M., CHAPPELL, J., POTTER, E.-K. (2006). Eustatic sea-level during past interglacials, in: Sirocko, F., Litt, T., Claussen, M., Sanchez-Goni, M.-F. (Eds.), The climate of past interglacials. Elsevier, Amsterdam, 75–92 pp.
- SNOW, R.S., SLINGERLAND, R.L. (1987). Mathematical modelling of graded river profiles. Journal of Geology 95, 15-33 pp.
- STRAHLER A. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. Bulletin of the Geological Society of America. Vol. 63, 1117-1142 pp.

- SWENSON J.L. & BECK S.L. (1996). Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru subduction earthquakes, and Earthquake Cycle along Colombia-Ecuador and Peru subduction segments, *PAGEOPH*, 146(1), 67–101.
- TOSCANO M.A., LUNDBERG J. (1999). Submerged Late Pleistocene reefs on the tectonically stable S.E. Florida margin: high-precision geochronology, stratigraphy, resolution of Substage 5a sea-level elevation, and orbital forcing. *Quaternary Science Reviews* 18, 753–767 pp.
- TRENKAMP R., KELLOGG J.N., FREYMUELLER J.T., MORA P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South America Earth Sciences*, 15, 157-171 pp.
- VALLEJO S. (2011). Distribución de las cenizas volcánicas holocénicas-tardías en la costa del Ecuador. Tesis de grado, Escuela Politécnica Nacional, Facultad de Geología y Petróleos. 267 pp.
- VICTOR P., ONCKEN O., GLODNY J. (2014). Uplift of the western Antiplano plateau: Evidencia from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile). *Tectonics* 23, TC4004, doi:10.1029/2003TC001519.
- VON HUENE R., PECHER I.A. and Gutscher, M. A. (1996). Development of the accretionary prism along Peru and material flux after subduction of Nazca Ridge. *Tectonics* 15: doi: 10.1029/95TC02618. issn: 0278-7407.
- WALLACE, R.E. (1990). Geomorphic expression, in: Wallace, R.E. (Ed.), *The San Andreas Fault System*. California, USGS Professional Paper 1515, 15–60 pp.

- WITT, C., BOURGOIS, J., MICHAUD, F., ORDOÑEZ, M., JIMÉNEZ, N. Y SOSSON, M. (2006): Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. *Tectonics*, 25, TC3017, doi:10.1029/2004TC001723.
- WHIPPLE, K.X., TUCKER, G.E. (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research* 104, 17661-17674 pp.
- WHIPPLE, K.X., DIBIASE, R., CROSBY, B. (2011). Bedrock rivers. En *Treatise on Geomorphology*, J. Shroder, H. Wohl (ed.), Academic Press, SanDiego, CA, 550-573 pp.
- YOKOYAMA, Y., ESAT, T.M., LAMBECK, K. (2001). Coupled climate and sea level changes deduced from Huon Peninsula coral terraces of the last ice age. *Earth and Planetary Science Letters* 193, 579–587 pp.