

# **ESCUELA POLITECNICA NACIONAL**

**ESCUELA DE INGENIERÍA**

**ANALISIS MORFOLÓGICO Y ESTRUCTURAL DEL  
CAÑON SUBMARINO DEL RIO ESMERALDAS A PARTIR  
DE DATOS DE GEOFÍSICA MARINA**

**PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE  
INGENIERO GEÓLOGO**

**PAUL ANDRÉS SILVA CHAMORRO**

**DIRECTOR: DR. JEAN YVES COLLOT  
CODIRECTOR: ING. ALEXANDRA ALVARADO**

MAYO DE 2007

## **DEDICATORIA**

A mi amada MADRE, quien con tanto amor iluminó las noches mas oscuras que parecían eternas, quien me tomo entre sus brazos cuando mis fuerzas parecían agotarse y que con su sonrisa alegró mis días, enseñándome siempre a caminar con esperanza.

A mi amado PADRE, quien con su ejemplo de trabajo, honradez y perseverancia me formó un hombre, enseñándome a luchar y a nunca abandonar los sueños.

A Santiago, mi amado HERMANO, con quien he compartido mis logros, mis fracasos, mis alegrías y mis tristezas, tantos buenos momentos llenos de sueños y fantasías...

A mi amada ANITA, mi compañerita de lucha, con quien camino y quiero caminar por siempre, quien tomando mi mano me enseño a llegar a la cima y a mirar mas arriba de ella.

## **AGRADECIMIENTOS**

Mi agradecimiento más profundo al Dr. Jean Yves Collot, director de este trabajo, mi maestro y amigo. Por tantas horas de dedicación y trabajo, por confiar en este proyecto y guiarme con paciencia y sabiduría a la culminación del mismo. Por los gratos momentos y las buenas charlas.

Al Instituto Geofísico y al Ing. Hugo Yepes, su director, por abrirme sus puertas para trabajar en el proyecto, por darme las facilidades logísticas para su realización.

Al IRD por el financiamiento, parte esencial para la realización de un proyecto, además del apoyo para mi crecimiento profesional.

A Alexita Alvarado, mi querida jefe y codirectora de este trabajo, gracias por toda la comprensión, el apoyo y el tiempo dedicado al proyecto.

A Mónica Segovia, mi compañera de trabajo, por los buenos consejos, por las charlas enriquecedoras, por la dedicación y la buena amistad.

Al Dr. Francois Michaud, por su apoyo técnico – logístico y por el buen humor.

Al Ing. Edgar López, por corregir este trabajo.

A mis profesores: el Ing. Galo Plaza, Ing. Renán Cornejo y al Dr. Arturo Egüez por aprobar los primeros pasos de este proyecto. Al Ing. Bernardo Beate, Al Ing Ramón Vera, al Ing, Tomás Espinoza, por compartir sus enseñanzas y experiencias en pro de nuestra mejor formación profesional.

A todos mis compañeros de la facultad de Geología, especialmente al Pancho, al Rolo, al Lucho, a la Vero, a la Diana, al Galo, al Pato, a la Lili, al Juanca, al Pablo, el Nero y el otro Lucho, por esas buenas jornadas de campo, por las largas - larguissimas horas de estudio, por los buenos momentos y las buenas canciones que acompañaron nuestra formación profesional. A la Johana y la Silvia mis queridas amigas, gracias por su amistad.

A mis compañeros del Instituto Geofísico. Especialmente a Javier Pozo, por la logística y la camaradería, al Diego y al Jorge B. A mi querida Lore por su amistad y apoyo durante la realización de este proyecto. A todos mis amigos electrónicos y vulcanólogos.

A todos mis compañeros de vigilancia en el OVT por las horas de vela y el buen trabajo. Especialmente al Ing. Patricio Ramón, por compartirme sus conocimientos y darme su confianza y al Dr. Pablo Samaniego por sus buenos consejos.

Al Jorge I. y al Esteban por haber acompañado mi carrera, y llenarla de música.

A la familia Paredes por ser mi segunda familia, por apoyarme en mucho más que la logística y por su confianza.

A toda mi familia, por creer en mí.

# INDICE

## CAPITULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1 IMPORTANCIA Y JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO .....	1
1.2 OBJETIVOS DEL ESTUDIO .....	5
1.2.1 OBJETIVO GENERAL .....	5
1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	5
1.3 ALCANCE DEL ESTUDIO .....	6
1.4 LOS CAÑONES SUBMARINOS .....	6
1.4.1 GENERALIDADES .....	6
1.4.2 HIPOTESIS DE FORMACIÓN DE LOS CAÑONES SUBMARINOS	11
1.4.3 ALGUNOS CAÑONES SUBMARINOS DEL MUNDO .....	14
1.4.3.1 Cañones de Margen Activo .....	14
1.4.3.2 Cañones de Margen Pasivo .....	16
1.4.4 LOS CAÑONES SUBMARINOS EN EL ECUADOR .....	18
1.4.4.1 Cañón de Guayaquil .....	18
1.4.4.2 Cañón de Santa Elena .....	19
1.5 SITUACIÓN GEOGRÁFICA DE LA ZONA DE ESTUDIO .....	21

## CAPITULO 2. MARCO GEODINÁMICO DE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN ECUATORIANA

2.1 CONVERGENCIA DE LAS PLACAS NAZCA Y SUDAMERICANA...	22
2.2 CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN ECUATORIANA .....	25
2.3 GEOLOGÍA DE LA COSTA NOROCCIDENTAL DEL ECUADOR ....	27
2.3.1 EL BASAMENTO .....	27
2.3.2 LAS FORMACIONES SEDIMENTARIAS: CUENCA DE ESMERALDAS – BORBÓN .....	27
2.3.3 FALLAS RECIENTES EN LA ZONA NOROESTE DEL ECUADOR.....	31
2.4 EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL BLOQUE COSTERO ECUATORIANO .....	33

## CAPITULO 3.- DATOS GEOFÍSICOS

3.1 BATIMETRÍA E IMÁGENES BACKSCATTER .....	36
3.1.1 SISTEMA DE ADQUISICIÓN MULTI – HAZ EM12DUAL .....	36
3.1.2 ADQUISICIÓN DE DATOS .....	37
3.2.1.1 Adquisición y procesamiento de los datos de Batimetría .....	38

3.2.1.2 Imágenes Backscatter .....	39
3.2 SÍSMICA DE REFLEXIÓN .....	42
3.2.1 PRINCIPIOS GENERALES .....	42
3.2.2 FACIES SÍSMICAS SOBRE LOS PERFILES AMADEUS .....	45
3.2.3 DATOS DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN DE LA CAMPAÑA AMADEUS .....	46
3.2.3.a Equipo y sistema de adquisición .....	46
3.2.3.b Procesamiento de datos .....	48
3.2.4 PERFILES DE SÍSMICA DE LA CAMPAÑA SISTEUR .....	49
3.3 SISMICA 3.5 KHZ: SUB BOTTOM PROFILER (SBP) .....	50
3.3.1 DATOS SBP DE LA CAMPAÑA AMADEUS Y ESMERALDAS ....	50
3.3.2 PROCESAMIENTO DE LOS DATOS SBP .....	51
3.3.3 FACIES SÍSMICAS DEL SBP .....	51

## **CAPITULO 4: ANÁLISIS MORFOLÓGICO ESTRUCTURAL DEL CAÑÓN ESMERALDAS Y SUS BORDES**

4.1 ANÁLISIS MORFOLÓGICO .....	53
4.1.1 INTRODUCCIÓN .....	53
4.1.2 EL BORDE ESTE DEL CAÑÓN .....	56
4.1.3 EL BORDE ESTE DEL CAÑÓN .....	60
4.1.4 MORFOLOGÍA DEL CAÑÓN ESMERALDAS .....	60
4.1.4.1 El segmento A .....	60
4.1.4.2 El segmento B .....	68
4.1.5 EL PRISMA DE ACRECIÓN Y SU FRENTE DE DEFORMACIÓN ..	76
4.1.6 EL CAÑÓN DE ANCÓN .....	78
4.2 ANÁLISIS DE LOS PERFILES DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN .....	81
4.2.1 INTRODUCCIÓN .....	81
4.2.2 SECUENCIAS SÍSMICAS .....	81
4.2.2.1 El borde este del cañón Esmeraldas .....	84
4.2.2.2 El borde oeste del cañón Esmeraldas .....	91
4.2.2.2.1 <i>Dominio Margen Superior</i> .....	92
4.2.2.2.2 <i>Dominio Margen Inferior</i> .....	93
4.2.3 CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DE LOS RASGOS MORFOLÓGICOS DE TIPO PLATAFORMA ASOCIADOS AL CAÑÓN SUBMARINO .....	101
4.2.3.1 Perfiles sísmicos de secciones transversales simples del cañón Esmeraldas .....	101
4.2.3.2 Secciones sísmicas a través de las plataformas morfológicas al cañón Esmeraldas .....	103
4.2.3.2.1 <i>Terrazas Submarinas</i> .....	103
4.2.3.2.2 <i>Deslizamientos</i> .....	105
4.2.3.2.3 <i>Bloques gravitacionales desplazados por fallas</i> .....	108
4.2.4 EVIDENCIAS SÍSMICAS PARA LA CARACTERIZACIÓN DE FALLAS TECTÓNICAS MAYORES .....	113
4.2.4.1 Sistema de fallas Norte – Sur .....	113
4.2.4.2 Sistema de fallas oblicuas al cañón de Esmeraldas .....	114

4.2.4.2.1 <i>Falla de Ancón</i> .....	114
4.2.4.2.2 <i>La falla del Margen Inferior</i> .....	115
4.2.4.2.3 <i>Fallas oblicuas Frente de Deformación</i> .....	116
4.3 INTERPRETACIÓN DE REGISTROS 3.5 khz (SBP) .....	116
4.3.1 FACIES SÍSMICAS IDENTIFICADAS EN LOS REGISTROS 3.5 KHZ .....	117
4.3.2 CARACTERIZACIÓN DE LA SECCIÓN SEDIMENTARÍA SUPERFICIAL DE LOS RASGOS MORFOLÓGICOS .....	119
4.3.2.1 Caracterización de los sedimentos recientes en las terrazas Submarinas .....	119
4.3.2.2 Caracterización de la sección sedimentaria más reciente de los deslizamientos .....	124
4.3.2.3 Caracterización de la sección sedimentaria más reciente de los bloques gravitacionales .....	128
4.3.3 CARACTERIZACIÓN DE LOS RELLENOS SEDIMENTARIOS Y FALLAS RECIENTES EN EL DOMINIO MARGEN INFERIOR .....	132
4.3.3.1 Sistema de fallas de frente de deformación .....	132
4.3.3.2 Falla de Ancón .....	138
4.3.3.3 Falla de Margen Inferior	

## **CAPITULO 5. ORIGEN Y EVOLUCIÓN DEL CAÑÓN SUBMARINO ESMERALDAS Y ANCON**

5.1 ORIGEN DEL CAÑÓN SUBMARINO ESMERALDAS .....	141
5.1.1 ROCAS Y SEDIMENTOS QUE ALBERGAN AL CAÑÓN ESMERALDAS .....	141
5.1.2 CORRELACIÓN DE LAS UNIDADES SEDIMENTARIAS SUBMARINAS Y LA CUENCA DE BORBÓN EN EL CONTINENTE ..	143
5.1.3 UBICACIÓN DEL CAÑÓN ESMERALDAS EN EL ENTORNO MORFOLÓGICO – ESTRUCTURAL.....	147
5.1.4 ANÁLISIS DE SECCIONES LONGITUDINALES SOBRE EL CAÑÓN ESMERALDAS.....	151
5.2 EDAD DEL CAÑÓN SUBMARINO ESMERALDAS .....	153
5.3 HISTORIA DE EVOLUCIÓN DEL CAÑÓN ESMERALDAS .....	156
5.4 COMPARACIÓN DEL CAÑÓN SUBMARINO ESMERALDAS CON OTROS CAÑONES SUBMARINOS EN EL ECUADOR .....	162
5.5 EL CAÑÓN DE ANCÓN .....	163
5.5.1 ANALISIS DE PERFILES LONGITUDINALES A LO LARGO DEL CAÑÓN DE ANCÓN .....	163
5.5.2 ORIGEN Y EVOLUCIÓN DEL CAÑÓN DE ANCÓN .....	165
5.6 TECTÓNICA DE LA ZONA .....	168

## **CAPITULO 6: CONCLUSIONES** .....

## **BIBLIOGRAFÍA** .....

## **ANEXOS**

# INDICE DE FIGURAS

## CAPITULO 1

- Figura 1.1:** Mapa de la zona de estudio de la campaña Amadeus. Mostrando las rutas del buque para la recolección de datos de geofísica ..... 3
- Figura 1.2:** Mapa de la zona de estudio de la campaña Sisteur. Mostrando la ubicación de las rutas del buque para la recolección de datos de geofísica ..... 4
- Figura. 1.3 :** Partes de un cañón submarino. Donde A = plataforma, B = talud, C = Abanico Terminal. Cañón Redondo, Margen de Los Ángeles – California (USA). Modificado de Dartnell, and Gardner, USGS webpage ..... 7
- Figura 1.4:** Terrazas de tipo Alto Topográfico ..... 9
- Figura. 1.5 :** Esquema transversal en forma de V de un cañón submarino, indicando la nomenclatura utilizada para la descripción morfológica ..... 11
- Figura. 1.6:** Esquema de un margen continental activo, mostrando sus rasgos característicos asociados ..... 14
- Figura. 1.7:** Margen continental pasivo. A) Formación de un margen pasivo a partir de un rift B) morfología característica asociada a los márgenes pasivos ..... 17
- Figura 1.8:** Ubicación de los cañones submarinos sobre el margen Ecuatoriano y en el suroeste de Colombia. A: Cañón de Guayas, B: Cañón de Santa Elena, C: cañón de Esmeraldas, D: Cañón de Patia. .... 20
- Figura. 1.9:** Ubicación de la zona de estudio del cañón submarino Esmeraldas, en la provincia de Esmeraldas – Ecuador ..... 21

## CAPITULO 2

- Figura 2.1:** Marco geodinámico regional de la zona de estudio ..... 23
- Figura2.2** Esquema transversal a través de la fosa ecuatoriana a 2° S. Mostrando las partes submarinas del sistema de subducción ..... 26
- Figura2.3:** Ubicación de la cuenca de Esmeraldas – Borbón. .... 28
- Figura 2.4:** Columna estratigráfica de la cuenca Esmeraldas - Borbón. .... 29

<b>Figura 2.5:</b> Las estructuras tectónicas en el noroccidente del Ecuador, desde Punta Galera hasta Río Verde .....	32
<b>Figura 2.6:</b> Mapa Estructural de la costa ecuatoriana .....	34
<b>Figura 2.7:</b> Hipótesis para la evolución de la costa ecuatoriana. ....	35

## **CAPITULO 3**

<b>Figura 3.1:</b> Sistema Multi - haz EM12D montado sobre el buque IAtlante, durante la campaña Amadeus .....	36
<b>Figura 3.2 :</b> principios de emisión y recepción de EM12D .....	37
<b>Figura 3.3:</b> El echo – sonder .....	38
<b>Figura 3.4:</b> Mapa Batimétrico a partir de los datos geofísicos de la campaña Amadeus. Interpolación digital en GMT. Curvas de nivel cada 25 m. ....	40
<b>Figura 3.5:</b> Imagen Backscatter de la zona del cañón Esmeraldas.....	41
<b>Figura 3.6:</b> Geometría de los estratos en relación a los límites de secuencia sísmica .....	45
<b>Figura 3.7:</b> configuración física del receptor analógico montado en el buque para la recolección de datos .....	47
<b>Figura 3.8:</b> Modelo de velocidades utilizado para el tratamiento de los datos de sísmica .....	49
<b>Figura 3.9:</b> Facies sísmicas reconocidas sobre los datos del penetrados de sedimentos .....	52

## **CAPITULO 4**

### **4.1 Analisis Morfológico**

<b>Figura 4.1.1:</b> Dominio Continental y oceánico del noroeste de Ecuador y Suroeste de Colombia. Principales rasgos morfológicos .....	54
<b>Figura 4.1.2</b> Mapa batimétrico del cañón Esmeraldas, indicando las subdivisiones realizadas en el cañón y rasgos morfológico (A3)	



<b>Figura 4.1.3:</b> Dominios morfológicos de la zona de estudio.....	55
<b>Figura 4.1.4:</b> Mapa de pendientes. Tamaño de la grid 150 m.....	57
<b>Figura 4.1.5:</b> Imagen backscatter de la zona de estudio. A) relación de la imagen y la batimetría; B) Interpretación morfológica de la imagen.....	60
<b>Figura 4.1.6:</b> Mapa batimétrico detallado de la cabecera del cañón Esmeraldas .....	61
<b>Figura 4.1.7:</b> Ubicación de los perfiles transversales a lo largo del cañón.....	63
<b>Figura 4.1.8:</b> secciones transversales al cañón submarino .....	64, 65
<b>Figura 4.1.9:</b> Mapa batimétrico ampliado Segmento A.....	66
<b>Figura 4.1.10:</b> Mapa batimétrico ampliado Segmento B Superior.....	70
<b>Figura 4.1.11:</b> Mapa Ampliado del Segmento B inferior .....	76
<b>Figura 4.1.12:</b> Mapa batimétrico ampliado de la zona del cañón Ancón.....	79
<b>Figura 4.1.13:</b> perfil transversal al cañón de Ancón .....	80

## 4.2 Análisis sísmico

<b>Figura 4.2.1:</b> Mapa batimétrico del Cañón Esmeraldas. Rutas seguidas por el buque durante las campañas Amadeus y Sisteur (A3)	
<b>Figura 4.2.2:</b> Perfil sísmico Ama 66 .....	83
<b>Figura 4.2.3:</b> Esquema de la secuencia sísmica propuesta para el borde este del cañón.....	84
<b>Figura 4.2.4:</b> Perfil sísmico Ama 12 .....	85
<b>Figura 4.2.5:</b> Perfil sísmico Ama 13 .....	89
<b>Figura 4.2.6:</b> Perfil sísmico Ama 15 .....	90
<b>Figura 4.2.7:</b> Secuencias sísmicas en el dominio Margen Superior del cañón Esmeraldas .....	91
<b>Figura 4.2.8:</b> Secuencias sísmicas del Dominio Inferior del cañón Esmeraldas .....	92

<b>Figura 4.2.9:</b> Perfil sísmico Ama 65.....	96
<b>Figura 4.2.10:</b> Perfil sísmico Ama 11 .....	97
<b>Figura 4.2.11:</b> Perfil sísmico SIS 24.....	98
<b>Figura 4.2.12:</b> Perfil sísmico Ama 14 .....	100
<b>Figura 4.2.13:</b> Perfil sísmico Ama 85 .....	102
<b>Figura 4.2.14:</b> perfil sísmico Ama 39 .....	104
<b>Figura 4.2.15:</b> Perfil sísmico Ama 54 .....	107
<b>Figura 4.2.16:</b> Perfil sísmico Ama 38 .....	109
<b>Figura 4.2.17:</b> Perfil sísmico Ama 37 .....	111

### **4.3 Análisis sísmico 3.5 khz**

<b>Figura 4.3.1:</b> Mapa batimetrico con las rutas de los perfiles de las campañas Amadeus y Esmeraldas para la recolección de datos de 3.5 khz (A3)	
<b>Figura 4.3.2:</b> Facies sísmicas en los registros 3.5 khz. ....	118
<b>Figura 4.3.3:</b> Perfil sísmico 3.5 Ama 39 .....	120
<b>Figura 4.3.4:</b> Perfil sísmico 3.5 Ama 12 .....	122
<b>Figura 4.3.5:</b> Perfil sísmico 3.5 Ama 10. ....	124
<b>Figura 4.3.6:</b> Imagen sísmica 3.5 khz del rasgo morfológico D, interpretado como un deslizamiento, sobre el perfil Ama 65 .....	125
<b>Figura 4.3.7:</b> Perfil sísmico 3.5 Ama 13 .....	126
<b>Figura 4.3.8:</b> Perfil sísmico 3.5 khz Ama 15. Zonas de inestabilidad, potencialmente deslizables .....	127
<b>Figura 4.3.9:</b> Perfil sísmico 3.5 Ama 38 .....	129
<b>Figura 4.3.10:</b> Perfil sísmico 3.5 Ama 37 .....	131
<b>Figura 4.3.11:</b> Perfil sísmico 3.5 Ama 11 .....	133

<b>Figura 4.3.12:</b> Perfil sísmico 3.5 Esme 19 .....	135
<b>Figura 4.3.13:</b> Perfil sísmico 3.5 Esme 32 .....	137
<b>Figura 4.3.14:</b> Mapa síntesis de las principales estructuras ubicadas en el mapa morfológico con la sísmica y el 3.5 khz. ....	140

## **CAPITULO 5**

<b>Figura 5.1</b> Correlación de la columna estratigrafica de la cuenca de Borbón y las secuencias sísmicas .....	144
<b>Figura 5.2</b> Ubicación del pozo Camarones – 1 y su relación geográfica con el perfil Sis 24.....	145
<b>Figura 5.3.</b> Esquema de levantamiento del pie de la plataforma de Esmeraldas por acción de las fallas profundas .....	149
<b>Figura 5.4:</b> Correlación de las fallas identificadas en el continente con las estructuras que controlan el cañón de Esmeraldas .....	150
<b>Figura 5.5:</b> Secciones longitudinales a lo largo del cañón de Esmeraldas .....	152
<b>Figura 5.6:</b> Mapa batimétrico detallado de la cabecera del cañón Esmeraldas y su relación con la desembocadura del río Esmeraldas .....	157
<b>Figura 5.7:</b> Esquemas de formación de los rasgos morfológicos en los diferentes perfiles sísmicos. ....	159
<b>Figura 5.8:</b> Esquemas de formación de las terrazas submarinas a partir de los deslizamientos. ....	160
<b>Figura 5.9:</b> Secciones longitudinales a lo largo del cañón de Ancón. ....	164
<b>Figura 5.10:</b> Perfil transversal al perfil de Ancón. ....	166
<b>Figura 5.11:</b> Esquema de evolución del cañón de Ancón .....	167
<b>Figura 5.12:</b> Mapa estructural del cañón de la zona del cañón Esmeraldas. A3	

## RESUMEN

El cañón submarino esmeraldas se desarrolla por unos cien kilómetros, desde la costa nor – oriental ecuatoriana, a continuación de la desembocadura del río Esmeraldas. El cañón socava desde los 10 m bnm en su cabecera, hasta cortar el frente de deformación donde se convierte en el canal del mismo nombre, sobre los sedimentos de la fosa de Ecuador y Colombia. A partir de los datos de batimetría Multi – haz, sísmica de reflexión y penetrados de sedimentos (3.5 khz.) recolectados por la campaña Amadeus y dos perfiles de sísmica profunda de la campaña Sisteur. Se han caracterizado los principales rasgos morfológicos asociados al cañón, clasificados en bloques gravitacionales, deslizamientos y terrazas submarinas. También se ha establecido que el cañón se extiende a lo largo del límite de la cuenca de Manglares y la plataforma de Esmeraldas, erosionando sedimentos de edades miocénicas hasta recientes. Con la sísmica profunda se ha podido establecer un desfase vertical del basamento de al menos mil metros, como el efecto del movimiento de un juego de fallas principales de dirección norte – sur, controlando a su vez la dirección preferencial del cañón. Por otra parte, la presencia del cañón tributario de Ancón, ubicado sobre un alto topográfico, sugiere que existe un control estructural con una dirección noreste – suroeste como efecto de una falla profunda de tipo “Splay fault” que se manifiesta en superficie como un juego de fallas normales. Se ha establecido una edad mínima para el inicio de la erosión del cañón submarino en el Plioceno Medio a Tardío, y que independientemente de los cambios eustáticos el cañón Esmeraldas no ha cesado su actividad desde su inicio hasta la actualidad. El presente estudio sirve como un aporte al conocimiento de la zona de subducción y los procesos de erosión involucrados.

## **ABSTRACT**

The Esmeraldas and Ancón canyons are located on the northwestern Ecuadorian coast, developed in relation to the Esmeraldas river. The Esmeraldas canyon extends from the river mouth at least 10 meters deep for over 100 km between the Manglares Basin and the Esmeraldas platform. The canyon erodes Miocene to recent sediments, before cutting the deformation front, where the canyon becomes the Esmeraldas channel in front of the Colombia – Ecuador Trench. From the beam bathymetry, seismic reflection and 3.5 kHz. data, collected by the Amadeus Cruise (February – March 2005), we could characterize the principal morphologic features associated to the Esmeraldas canyon like gravitational blocks, landslides and submarine terraces. Using the deepest MCS seismic data from the Sístem cruise (2000), we identify a basement vertical displacement of around 1000 meters in response of a major trending N – S faults set, which controls the canyon preferential direction. The distributary Ancón canyon is located on the top of a topography high, related to a NE – SW tectonic structure that results from contraction in a Splay Fault, which shows superficial normal faults. We consider that the canyon's erosion began during the Middle to Late Pliocene, and has remained active until today. This study helps to understand subduction zones and their erosional processes.

# **CAPITULO 1. INTRODUCCION**

## **1.1 IMPORTANCIA Y JUSTIFICACIÓN DE ESTUDIO**

El Ecuador se encuentra ubicado en un entorno geodinámico muy activo, el estar frente a una zona de subducción, hace de él un escenario interesante para el estudio de las relaciones existentes entre la morfología submarina y la costa y la tectónica activa con los procesos de sedimentación y erosión que se manifiestan hacia los Andes.

Por tal razón se han realizado aquí varios trabajos de carácter geológico, para lograr su mejor entendimiento, especialmente del proceso de subducción que además de su interés científico, tiene implicaciones en el desarrollo del país al ser una de las principales fuentes de sismos. Gracias al desarrollo de mejores tecnologías de geofísica submarina, se ha enriquecido la información sobre el margen y sobre la dinámica de la zona de subducción.

El presente trabajo se centra en el estudio del Cañón Submarino del Río Esmeraldas, el cual se muestra como evidencia de la gran actividad de los procesos de erosión y transferencia de sedimentos relacionados con la tectónica activa de la subducción a la cual se encuentra expuesto el margen Ecuatoriano. Este cañón submarino es considerado como una de las principales vías de transferencia de sedimentos desde el continente en la zona norte del Ecuador, provenientes de la erosión de la cordillera de los Andes, hacia la fosa, aspecto que aumenta el interés del estudio.

Para el desarrollo del presente estudio se ha tomado como base los datos recolectados por la Campaña Amadeus, realizada entre el 4 de febrero y el 9 de marzo de 2005 en las costas de Ecuador y Colombia, en la cual participan las instituciones siguientes: IRD, CNRS, Université P & M Curie, Université de Nice – Sophia -Antipolis a través del grupo Geoazur, Université de Bordeaux y Universite

des Antillas et de la Guyane (FRANCIA); University of Victoria y Pacific Geosciences Center (CANADA); INGEOMINAS, Universidad EAFIT y Universidad Nacional (COLOMBIA); INOCAR y el Instituto Geofísico (IG – EPN) (ECUADOR). El objetivo general de la campaña es el estudio de la deformación a causa de la acción de los esfuerzos debidos a la subducción y la acción de fallas activas reactivadas por terremotos en la zona de subducción, involucrando el estudio de zonas inestables y los peligros naturales asociados a estos terremotos y tsunamis (Collot et. al 2005). Estos estudios se los realiza a través de la utilización de métodos de geofísica como la sísmica de reflexión, la sísmica 3.5 khz, y los sistemas de adquisición de batimetría multi – haz que permiten obtener datos de una mejor resolución para los fines antes mencionados. (Fig. 1.1). Adicionalmente se ha utilizado algunas líneas sísmicas a escala crustal de la campaña SISTEUR, la cual fue realizada durante el mes de septiembre del año 2000 (Collot et al. 2000) (Fig. 1.2)

El estudio de las características del Cañón Esmeraldas se desarrolla con base a la utilización de los métodos de geofísica submarina nombrados en el párrafo anterior, enfocando su aplicación en el conocimiento detallado de las características, tanto estratigráficas como morfológicas y estructurales de la zona.

El trabajo es un aporte científico al conocimiento de la Geología del Ecuador en la zona costera noroccidental, para dar evidencia de la existencia de la falla de Esmeraldas y sus posibles ramales asociados. La cartografía geomorfológica submarina, como un ensayo aplicable para el análisis de los movimientos en masa en el dominio submarino. Como un documento bibliográfico que aporta al conocimiento de los cañones submarinos, sus características, origen y evolución dentro de un entorno geodinámico activo.

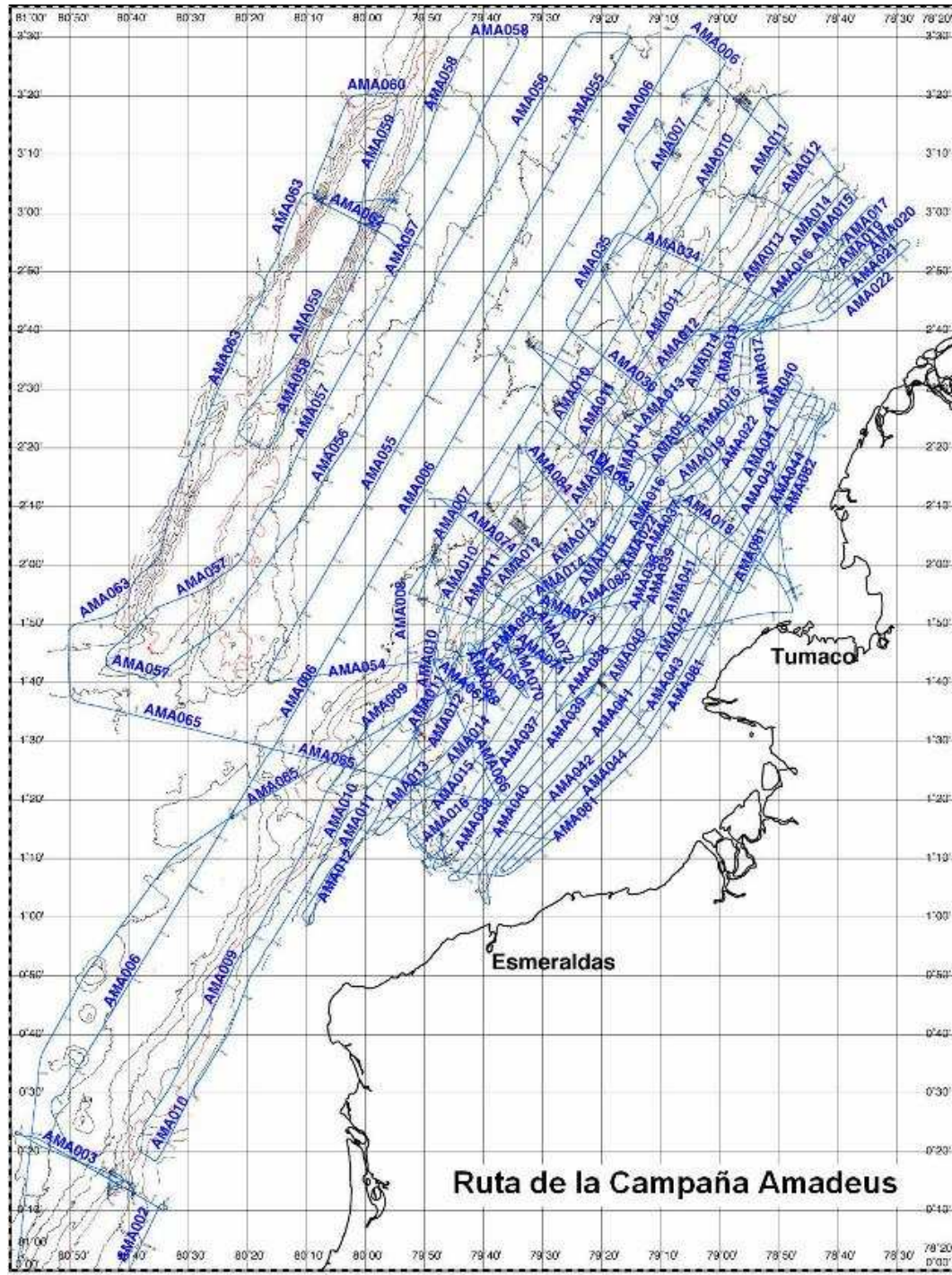


Figura 1.1: Mapa de la zona de estudio de la campaña Amadeus (2005). Mostrando las rutas del buque para la recolección de datos de geofísica.



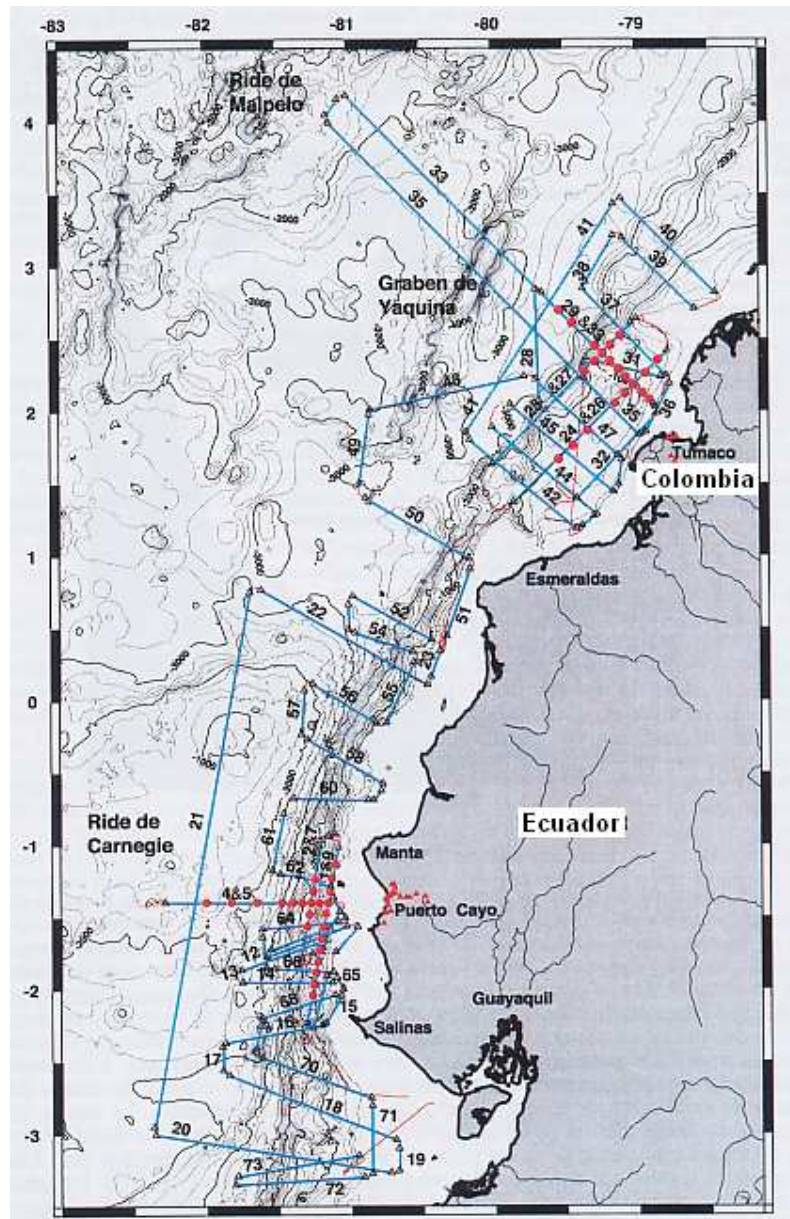


Figura 1.2 Mapa de la zona de estudio de la campaña Sisteur. Mostrando la ubicación de las rutas del buque para la recolección de datos de sísmica de reflexión multicanales (líneas en azul) y de sísmica de gran ángulo (puntos rojos OBS) Fuente: Collot et al. 2000.

## **1.2 OBJETIVOS DEL ESTUDIO**

### **1.2.1 OBJETIVO GENERAL:**

Establecer y caracterizar los rasgos morfológicos y estructurales del cañón submarino de Esmeraldas, a partir del análisis de los datos de geofísica submarina obtenidos durante las campañas SISTEUR, ESMERALDAS y principalmente AMADEUS.

### **1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS:**

- Análisis de las características morfológicas del cañón submarino Esmeraldas y su cañón tributario Ancón, a partir de los mapas batimétricos
- Interpretación de los perfiles de sísmica de reflexión obtenidos de la campaña AMADEUS y SISTEUR
- Establecer las secuencias sísmicas de la zona a la cual afecta el cañón submarino, y realizar las correlaciones hacia el continente. Interpretación de los datos del penetrador de sedimentos (3.5 kHz).
- Interpretación y clasificación de los rasgos morfológicos en función de sus características sísmicas - morfológicas.
- Interpretación de las principales fallas involucradas en la zona de estudio.
- Generación de un mapa morfológico y estructural de la zona de estudio a escala 1:250000.
- Establecer las correlaciones estructurales entre el cañón Esmeraldas y el continente, entre las localidades de Esmeraldas y Punta Galera, mediante el análisis de los perfiles de sísmica y la morfología,
- Proponer un modelo de evolución geológica para el cañón Esmeraldas y el cañón de Ancón.
- Comparación de las características de evolución del cañón Esmeraldas con otros cañones en el Ecuador.

### 1.3 ALCANCE DEL ESTUDIO

Para el estudio del cañón Esmeraldas se ha tomado en cuenta un área de 6384 km.2, en la costa noroccidental del Ecuador frente a la provincia de Esmeraldas, y parte de las costas colombianas.

Para el análisis geomorfológico se han elaborado mapas batimétricos de la zona a escala 1:100000, obtenidos a partir de los datos de las campañas.

Para este estudio se procederá al análisis de los perfiles de sísmica de reflexión, y de los perfiles de sísmica 3.5kHz (Tabla 1.1) obtenidos durante la campaña AMADEUS:

AMA – 10	AMA – 16	AMA – 54
AMA – 11	AMA – 37	AMA – 65
AMA – 12	AMA – 38	AMA – 66
AMA – 13	AMA – 39	AMA – 67
AMA – 14	AMA – 40	AMA – 85
AMA - 15	AMA – 41	

Tabla 1.1: Lista de los perfiles Amadeus y Sisteur utilizados para el análisis sísmico.

Las correlaciones estratigráficas se las realiza a partir del análisis de facies sísmicas, tratando de establecer secuencias sísmicas identificables con esta herramienta, más no la caracterización litológica de la zona.

Para la generación de mapas y modelos numéricos de terreno tridimensionales se utiliza el paquete especializado en tratamiento de datos submarinos como es CARAIBES, desarrollado en Francia por el IFREMER (1998),

### 1.4 LOS CAÑONES SUBMARINOS

#### 1.4.1 GENERALIDADES

Los cañones submarinos corresponden a valles limitados por paredes abruptas, con una sección transversal en forma de V y en alguno casos en forma de U , los cuales se desarrollan a lo largo de la plataforma o el talud continental. Los

cañones submarinos incluyen canales tributarios asemejándose a los cañones terrestres formados por la acción de un río, sin la acción glaciaria (Jackson and Bates 1997)

Los cañones submarinos constituyen uno de los rasgos morfológicos marinos más impresionantes, por sus grandes dimensiones o simplemente por la complejidad que aun encierra el entendimiento de su formación y desarrollo. Se los puede dividir en dos grandes grupos: los que se desarrollan en márgenes continentales activos y los que se desarrollan en márgenes continentales pasivas.

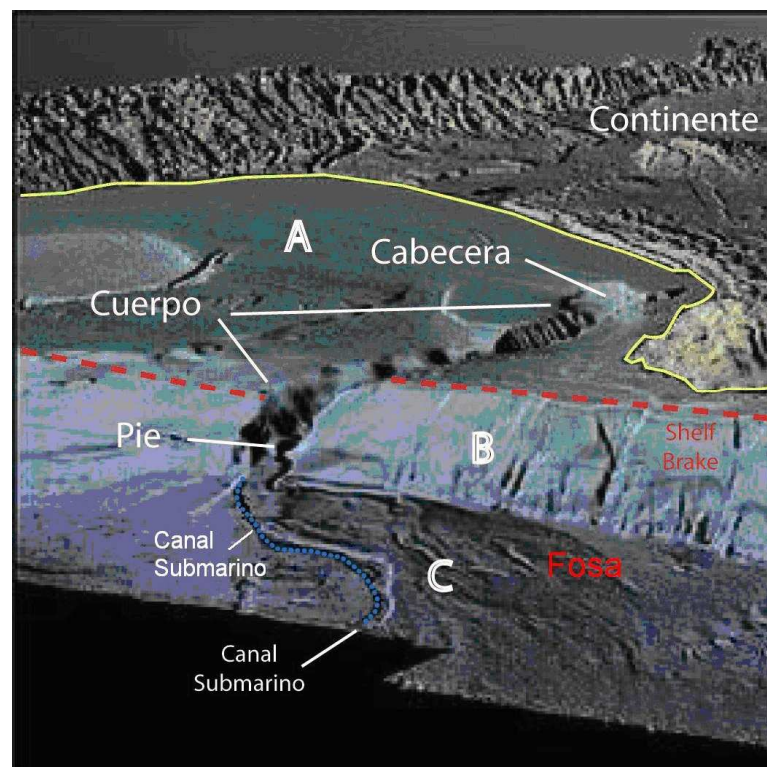


Figura 1.3: Partes de un cañón submarino. Donde A = plataforma, B = talud, C = Abanico Terminal. Cañón Redondo, Margen de Los Ángeles – California (USA). Modificado de Dartnell, and Gardner, USGS webpage

Los cañones submarinos son divididos en tres zonas: cabecera, cuerpo y pie (Fig. 1.3), como se describe a continuación:

- Cabecera: es la parte más proximal del cañón en relación con el continente, se encuentra en ocasiones muy cercano a la desembocadura

de un sistema fluvial continental activo o remanente. Tiene una pendiente muy suave y morfológicamente muestra rasgos muy caóticos. (Fig. 1.3)

- **Cuerpo:** es la parte central del cañón submarino, cuya forma depende de las características de la zona en la cual esta emplazada, clasificándolo así en dos tipos a) cuerpo simple, generalmente en zonas con mínima o nula influencia tectónica, donde el cañón sigue un curso suave sin mayor perturbación siguiendo el gradiente de la pendiente en la cual se encuentre emplazado; generalmente asociados con él existen canales tributarios b) curso complejo donde el cañón esta formado por varios segmentos tomando una forma meándrica o segmentada en tramos lineales, debido a la influencia de la actividad tectónica, generalmente carecen del aporte de canales tributarios. (Fig. 1.3) (Shepard 1965)
- **Pie o desembocadura:** Es la parte más distal del cañón, donde los sedimentos transportados a través del cañón son depositados y se forma el abanico terminal, similar en forma a los grandes deltas formados en las desembocaduras de los ríos continentales. Los abanicos suelen estar cortados por canales submarinos que continúan desde la desembocadura del cañón principal, algunas decenas de kilómetros y en casos excepcionales algunos cientos de kilómetros, convirtiéndose en vías de transporte de sedimentos a largas distancias. (Fig. 1.3) (Pratson 1994)

Los cañones submarinos al igual que los sistemas fluviales terrestres, pueden mostrar desestabilización de sus flancos, manifestada por la ocurrencia de grandes deslizamientos. Estos deslizamientos en la mayoría de casos determinan, la morfología del cañón debido a sus grandes dimensiones que pueden ser de unos kilómetros hasta unas decenas de kilómetros en largo y ancho, movilizandando grandes masas de terreno. Este tipo de fenómenos induce principalmente la migración de los meandros y el abandono de los mismos construyéndose así la historia de migración del cañón (Gaudin 2005).

Otra de las principales características de los cañones submarinos son las terrazas, que morfológicamente son similares a las terrazas fluviales en tierra. Las terrazas son estructuras planas que se levantan algunas decenas de metros sobre el fondo del cañón. Todas las terrazas sin importar de qué tipo se

encuentran estratificadas, debido a la depositación de los sedimentos turbidíticos arrastrados por las corrientes. (Mulder et al. 2004): Usando la sísmica se puede mostrar algunas terrazas superpuestas, sugiriendo la formación del cañón en varias etapas o fases de incisión.

Tranier (Tranier 2002) describe 3 tipos de terrazas:

a) Terrazas tipo herradura: formadas en el relleno de los sedimentos dentro de un meandro abandonado

b) Terrazas limitadas por un alto topográfico: cuando un relieve de algunos metros de alto bordea la terraza en la dirección del thalweg. En ciertos casos se pueden distinguir estructuras de onlap en las que se puede evidenciar la antigüedad del alto topográfico en relación con la estratificación de la terraza. Caracterizadas por una facie sísmica de tipo caótica a la base y estratificada al techo, sugiriendo que en un inicio estas terrazas eran debidas a fallas de gravedad, luego las corrientes de turbidez erosionaron estos depósitos caóticos y depositaron sobre ellos nuevos materiales bien estratificados. Este tipo de terraza está limitado por las paredes del cañón. (Fig. 1.4)

c) Terrazas planas: como su nombre lo indica se caracteriza por su forma muy plana y regular, sísmicamente muestra fases bien estratificadas. Esta actúa como una barrera natural, formada por la migración del curso del cañón en forma lateral. Este tipo de terrazas se encuentra en la parte convexa del cañón, donde los procesos de erosión son mas fuertes.

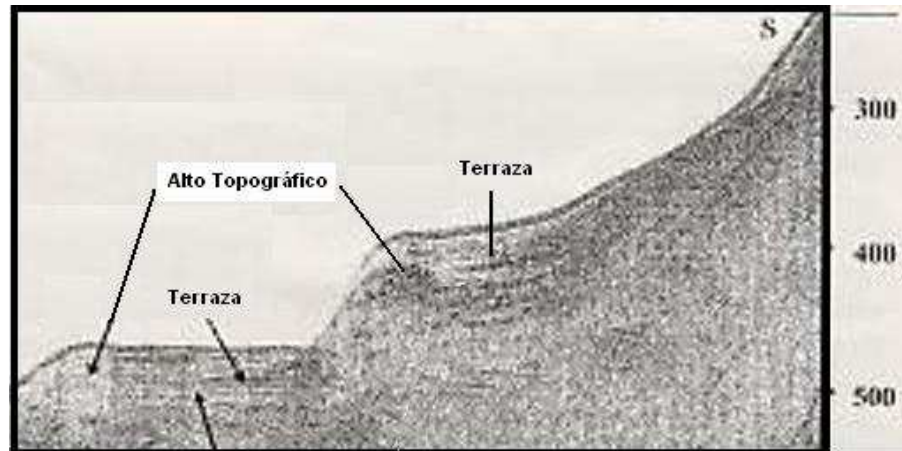


Figura 1.4: Terrazas de tipo Alto Topográfico  
(Modificado de (Mulder T. 2004))

Otro tipo de terrazas submarinas que se caracterizan por su morfología bien plana y que se albergan a lo largo de los flancos del cañón, que se forman como efecto de la erosión diferencial entre capas alternativamente competentes e incompetentes (Com. Per. JY Collot) consideradas como terrazas erosivas y no de depositación.

Para la descripción morfológica de los cañones submarinos es necesario establecer una nomenclatura, semejante a la utilizada para la descripción de los ríos continentales (Fig. 1.5):

- Los bordes externos corresponde al fondo marino que rodea al cañón, y que no se encuentran afectados por su proceso de erosión.
- Los flancos, corresponden a las paredes formadas por el efecto de la socavación del cañón submarino. Dependiendo de las características físico - mecánicas de los materiales, pueden ser estables o inestables. Si el cañón ha socavado materiales muy duros, los flancos pueden ser muy abruptos y viceversa.
- El lecho mayor: limitado de lado y lado por el quiebre de la pendiente entre los bordes externos y los flancos del cañón.
- El lecho menor esta limitado por el quiebre de pendiente entre los flancos y el thalweg del fondo del cañón. El thalweg constituye el trazo de la dirección del gradiente de la pendiente sobre el fondo de un valle.

- El cauce corresponde a la huella actual de erosión del cañón submarino, es decir el camino actual de tránsito de los sedimentos. (Jackson 1997)

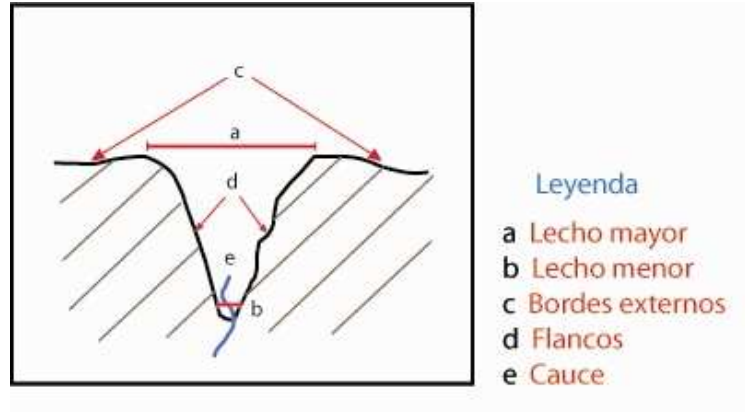


Figura 1.5: Esquema transversal en forma de V de un cañón submarino, indicando la nomenclatura utilizada para su descripción morfológica.

#### 1.4.2 HIPÓTESIS DE FORMACIÓN DE LOS CAÑONES SUBMARINOS:

La existencia de los cañones submarinos ha fascinado al hombre desde su descubrimiento, y ha sido una de las principales incógnitas de la geología, por su gran tamaño, ya que son estructuras socavadas en el lecho oceánico de tamaños comparables al Gran Cañón del Colorado, con estructuras complejas en algunos casos y principalmente por la dificultad que representa su estudio, al no poder aplicar las técnicas de observación y muestreo utilizadas en tierra. En tiempos modernos se cuenta con las tecnologías adecuadas para un mejor estudio, para la búsqueda de nuevas evidencias y de esta manera poder explicar de mejor manera los misterios del fondo marino.

Desde los años 20, varios científicos han enfocado su investigación al conocimiento de las características de los cañones submarinos y su origen. Francis Shepard es uno de los precursores en su estudio desde hace 50 años, quien ha investigado estos grandes valles en el fondo marino en diferentes lugares del mundo, y a través del tiempo ha ido llegando a mejores y más satisfactorias conclusiones para su mejor entendimiento. Algunas primeras ideas sobre la evolución de los cañones submarinos fueron dadas, por ejemplo por D. Johnson,



quien atribuyó la formación de los cañones al resultado de la circulación de agua subterránea en los márgenes continentales, basado en sus estudios realizados en los cañones de Costa Este, donde las paredes litológicamente correspondían a rocas muy solubles (Johnson 1939), sin tomar en cuenta la formación de los cañones a través de rocas cristalinas muy duras (Shepard 1981). W. Bucher (1940) propuso que los cañones submarinos se forman por la acción de los tsunamis, que cortan los márgenes continentales en zonas donde existe mayor cantidad de eventos de este tipo, como es el caso de la costa pacífica de América del Sur, en Chile y Perú pero con estudios más recientes se sabe que los tsunamis tienen un efecto menor en aguas profundas, hacia el lugar donde los cañones se extienden (Shepard 1981)

De la escuela francesa, hacia los años 30, una idea sobre la evolución de los cañones sale a la luz, Bourcart sugiere una erosión inicial subaérea del margen provocada por ríos continentales durante los períodos de caída del nivel del mar, los cuales posteriormente se sumergen por un nuevo cambio eustático, como es el caso del Cañón de Capbreton (Fr.) en el océano Atlántico, donde se tiene registro de una diferencia del nivel del mar de aproximadamente 120 m. En las regiones que corresponden al océano Atlántico se ha sugerido la formación de cañones submarinos durante los periodos de rifting y apertura de los océanos, en el Jurásico y Cretácico (Mulder 2004) Esta hipótesis es aplicable localmente, por lo que no explica de una manera satisfactoria la evolución de estos cañones (Shepard 1981)

Otra hipótesis de formación de los cañones submarinos es la denominada autocíclica, sugiriendo que los cañones submarinos inician su formación desde el pie, como efecto de una desestabilización de los sedimentos provocando una pérdida del equilibrio estático. Esta desestabilización de los sedimentos puede ser provocada por la acción de un terremoto y seguida por la desestabilización progresiva desde mar adentro hacia el continente (Shepard 1981), algunas veces este proceso puede estar acompañado de la emisión de fluidos desde zonas profundas hacia la superficie del fondo marino, ayudando a la desestabilización. (Com. Per. JY Collot) Este proceso es morfológicamente reconocible por la

presencia de cicatrices en los bordes laterales del mismo. Se puede observar también una desorganización en la dirección de la regresión. (Pratson 1996)

Un factor, que en las hipótesis anteriores no se toma en cuenta, es el efecto de las corrientes turbidíticas. Este criterio fue adoptado para el entendimiento de la evolución de los cañones hacia los años 40, y explicaba a estos cañones como efecto de las corrientes durante periodos relativamente cortos de glaciación, cuando el nivel del mar se encontraba bajo (Pleistoceno). Esta hipótesis se ha convertido en la más valedera para algunos científicos sobre la formación de los cañones. Se puede objetar esta hipótesis con el hecho de que existen profundos cañones socavados en el lecho cristalino como en Sri Lanka, donde es casi imposible que estos enormes cañones se hayan formado en periodos tan cortos sobre rocas tan duras (Shepard 1981).

El origen de los cañones submarinos en algunas zonas tectónicamente activas se vincula directamente a la acción de una o varias fallas, donde los cañones, en su fase inicial, son valles fallados de tipo graben. Este origen puede ser evidenciado en la bahía de Sagami – Japón (Shepard 1981). Este tipo de cañones muestra una forma acanalada en forma de V, con flancos muy abruptos y pendientes muy fuertes, y en la mayoría de casos carecen de canales tributarios en sus bordes. Generalmente se puede encontrar relación entre este tipo de cañones y los sistemas de fallas hacia el continente. Es fácil pensar en el efecto de las fallas sobre los materiales a los que afecta provocando su debilidad y aumentando la vulnerabilidad a la erosión.

Se ha podido encontrar cañones formados posiblemente a partir de un valle glaciar sumergido, caracterizándose por su forma en U, similar a los valles glaciares en tierra.

Finalmente la formación de los cañones sigue siendo un tema de discusión, pero se puede decir que la formación de los cañones submarinos tiene una gran complejidad, donde intervienen simultáneamente algunos procesos, como la erosión subaérea, principalmente en los cañones que inician de la desembocadura

de un río continental con evidencias de etapas de depositación y otros de erosión (Shepard 1981); con influencia posterior de las corrientes de flujos turbidíticos que continúan la erosión submarina y en varias ocasiones la influencia de fallas, que marcan para que las corrientes continúen la erosión y formación de los cañones.

### 1.4.3 ALGUNOS CAÑONES SUBMARINOS DEL MUNDO

Los cañones submarinos se los ha clasificado según el entorno geodinámico en el cual se han desarrollado. Existen dos entornos geodinámicos: los márgenes continentales activos y los márgenes continentales pasivos.

#### 1.4.3.1 Cañones de Margen Activo

Los márgenes continentales activos se forman a partir de la colisión de dos placas tectónicas, una placa oceánica subducida, generalmente más densa y una placa continental flotante (Fig. 1.6). Esta colisión da lugar a rasgos morfológicos como son: la zona de subducción entre las placas donde se forman las fosas, consideradas los puntos topográficos más profundos del fondo marino; y la formación de los arcos volcánicos continentales que son el rasgo topográfico característico de los márgenes activos, desarrollados en la placa cabalgante.

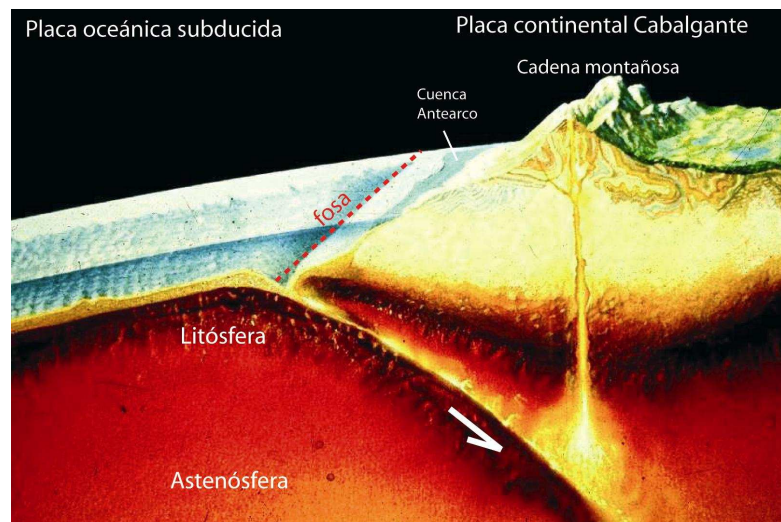


Figura 1.6: Esquema de un margen continental activo, mostrando sus rasgos

característicos asociados. (Fuente: IDEA web page 2004)

Existen algunos márgenes continentales activos, los dos más grandes son margen Pacífico Este y el margen Pacífico Oeste. El primero se ubica a lo largo del continente americano donde se han formado grandes cañones submarinos, por ejemplo: en la costa de Perú el cañón de Chiclayo (Sosson et al. 1994); en las costas de Venezuela, en la región de Cumana se encuentra el cañón de Manzanares (Maloney 1970); en las costas del norte de Colombia se encuentra el cañón de Patía, con una extensión de 120 km. desde una profundidad de 250 a 3400 mbnm, caracterizado por su forma de tipo Z en planta y su forma en U en sección transversal (Collot 2005) que actualmente se encuentra en una etapa de relleno; en Ecuador hacia la parte norte está el cañón de Esmeraldas y el cañón de Guayaquil hacia la parte central, en el golfo de Guayaquil (Coronel 2002); en Chile se han desarrollado algunos el cañones submarinos a lo largo de la fosa, los cuales incluyen el cañón de San Antonio, Calla Calle, Bio Bio, Chacao, Imperial, Tolten en la costa central (Thornburg 1990), son principales ejemplos que en las costas sudamericanas podemos encontrar.

El margen de la costa pacífica oeste corresponde a las costas del continente asiático, donde existen algunos ejemplos de cañones submarinos principalmente en Japón. El cañón de Tenryu en la costa central (Soh 2002), el cañón de la bahía de Sagami en Tokio el cual muestra un control estructural en su morfología (Shepard 1981) entre otros.

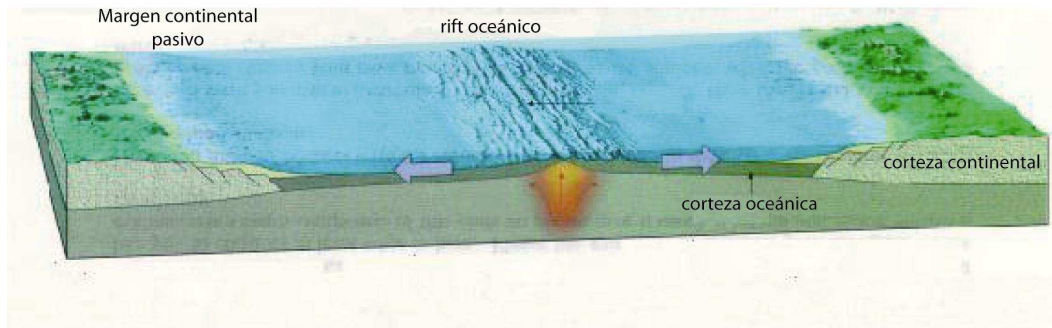
Los cañones submarinos de margen activo, se caracterizan por su forma segmentada a veces compleja y por sus rasgos morfológicos típicos de zonas inestables, muy parecidos a los cañones que se encuentran hacia las zonas continentales. Estos rasgos corresponden a grandes deslizamientos y terrazas submarinas, que influyen directamente en la forma y evolución de los cañones. En algunos de los casos los cañones de margen activa presentan un

control estructural ya que se encuentran relacionados generalmente con sistemas de fallas que provienen del continente. (Shepard 1981)

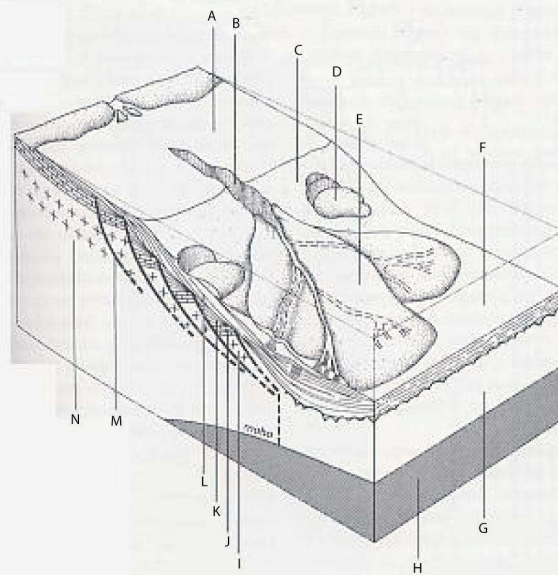
#### **1.4.3.2 Cañones de Margen Pasivo**

Los márgenes continentales pasivos, también denominados de divergencia se forman a partir de un rift oceánico, en el proceso de construcción de nuevo piso oceánico. Los márgenes pasivos, como su nombre lo indica se caracterizan por ser regiones de calma, sin manifestaciones geodinámicas perceptibles (Boillot 1998). Se puede distinguir dentro de los márgenes pasivos varios rasgos morfológicos característicos de una zona de extensión (Fig. 1.7), principalmente fallas normales que a gran escala se denominan fallas de despegue, las cuales provocan una desestabilización del margen, desencadenando grandes deslizamientos y facilitando la formación de cañones submarinos. Estos cañones son considerados como vías de transferencia de los sedimentos que socavan la plataforma con facilidad debido a la inestabilidad de la misma (Boillot 1998). Al igual que en los márgenes activos, hacia el pie del cañón se forman deltas a profundidades abisales.

A



B



- A plataforma continental
- B cañón submarino
- C pendiente continental
- D deslizamiento gravitacional
- E delta profundo
- F planicie abisal
- G corteza oceánica
- H manto superior
- I sedimentos muy compactados
- J sedimentos anteriores a la distensión
- K sedimentos contemporáneos a la distensión
- L sedimentos posteriores a la distensión
- M fallas distensivas
- N corteza continental

Figura 1.7: Margen continental pasivo. A) Formación de un margen pasivo a partir de un rift (modificado de Tarbuck y Lugens 2000); B) morfología característica asociada a los márgenes pasivos (modificado de Boillot 1998)

Se pueden nombrar algunos ejemplos de cañones submarinos emplazados en los márgenes pasivos; por ejemplo el cañón de Capbreton, ubicado a lo largo de la costa norte de España y Francia en el Océano Atlántico, con 300 km. de largo. Su cabeza se encuentra sumergida apenas a 30 m de profundidad y a una distancia de 250 m lejos de la costa. La profundidad máxima a la que llega este cañón es 3000 m a 133 km. de distancia de su cabecera (Shepard 1965). Durante los períodos de bajo nivel del mar, el cañón de Capbreton estuvo conectado a ríos los

cuales aportaron grandes cantidades de sedimentos, producto de la erosión de los Pirineos.

Otro cañón importante de margen pasivo es el Cañón de Cap Timiris (Mauritania) Ubicado en las costas de África Occidental, en Mauritania, representa un cañón meándrico de mas o menos 400 km. de largo y unos 300 m de profundidad. Constituyéndose un cañón de dimensiones enormes y caracterizado por una compleja morfología, siendo el primer canal de esta escala que se describe en las costas de una región desértica. Se encuentra ubicado en las costas del desierto del Sahara (Krastel 2004). Las corrientes turbidíticas han arrastrado los materiales provenientes de la fuerte erosión eólica del desierto del Sahara, encontrándose en él, materiales de tipo arena intercalados con sedimentos hemipelágicos de grano fino (Krastel 2004). El cañón parece haber sido iniciado y mantenido por un gran sistema fluvial en el pasado durante los periodos donde el nivel del mar se encontraba mas abajo que en la actualidad. Se ha podido dar una edad mínima de formación de este cañón igual a 170 mil años por correlaciones sedimentológicas en sus partes más distales. (Krastel 2004)

#### **1.4.4 LOS CAÑONES SUBMARINOS EN EL ECUADOR**

Como se dijo anteriormente, el Ecuador se encuentra situado en el margen continental activo del Pacífico este. Se conoce la existencia de tres cañones submarinos mayores como son el cañón de Esmeraldas, el cañón de Guayaquil y el cañón de Santa Elena a lo largo del margen ecuatoriano, además algunos pequeños arroyos submarinos (Fig. 1.8):

##### **1.4.4.1 Cañón de Guayaquil**

Se encuentra ubicado en la costa sur del Ecuador sobre las coordenadas S 3° 3' W81°20', a unos 80 km. de la costa de Guayaquil. Caracterizado por una morfología compleja y similar a un curso fluvial continental meandriforme (Coronel 2002) (Fig. 1.8)

El cañón tiene tres canales de alimentación, los cuales encuentran sus direcciones preferenciales WNW – ESE coincidiendo con los rumbos de las fallas de Posorja y la estructura de La Esperanza (Coronel 2002). Estas estructuras se presentan en la plataforma y se prolongan hacia la cuenca del golfo de Guayaquil (Deniaud 1999). La forma del cañón en su zona proximal es generalmente rectilínea, afectada por pequeños meandros.

En análisis realizado para el estudio del cañón de Guayaquil se interpreta su evolución en tres etapas a partir del Pleistoceno Temprano: una primera incisión durante regresión, donde las principales estructuras tectónicas sirven de vías para el transporte de los sedimentos provenientes del río Guayas, y de las corrientes de turbidez. Una segunda fase de relleno debido a una subida del mar, como efecto de los cambios climáticos, y además la actividad tectónica intensa que provoca deformaciones, dando lugar a cuencas donde pueden rellenarse los sedimentos. Una tercera fase de erosión donde se forman las terrazas y el valle del cañón de Guayaquil (Coronel 2002).

#### **1.4.4.2 Cañón de Santa Elena**

El Cañón de Santa Elena se encuentra ubicado sobre las coordenadas S2° 14', W81° 20' (Fig. 1.8), tiene unas dimensiones menores en comparación al Cañón de Guayaquil y Esmeraldas, con apenas unos 32 km. de largo y se encuentra entre los -400 y -750 m de profundidad. (Coronel 2002). Se caracteriza por carecer de canales secundarios, tiene una forma transversal tipo “V” y finaliza con una forma tipo “U”. Se puede considerar dos hipótesis para la evolución del cañón de Santa Elena: la primera es un control estructural, ya que su dirección preferencial coincide con una estructura mayor, sin nombre, que viene desde el continente con una dirección NE, que es la posible causa de algunos deslizamientos a lo largo de la parte proximal del cañón, además sirve como vía de percolación de los fluidos hacia la superficie a través de esta estructura provocando la desestabilización de los materiales y por ende la erosión del cañón. Una segunda hipótesis es el cambio climático, especialmente afectado por las variaciones del nivel eustático global,



mas el aumento de los caudales en las corrientes debido al fenómeno del Niño.  
(Coronel 2002)

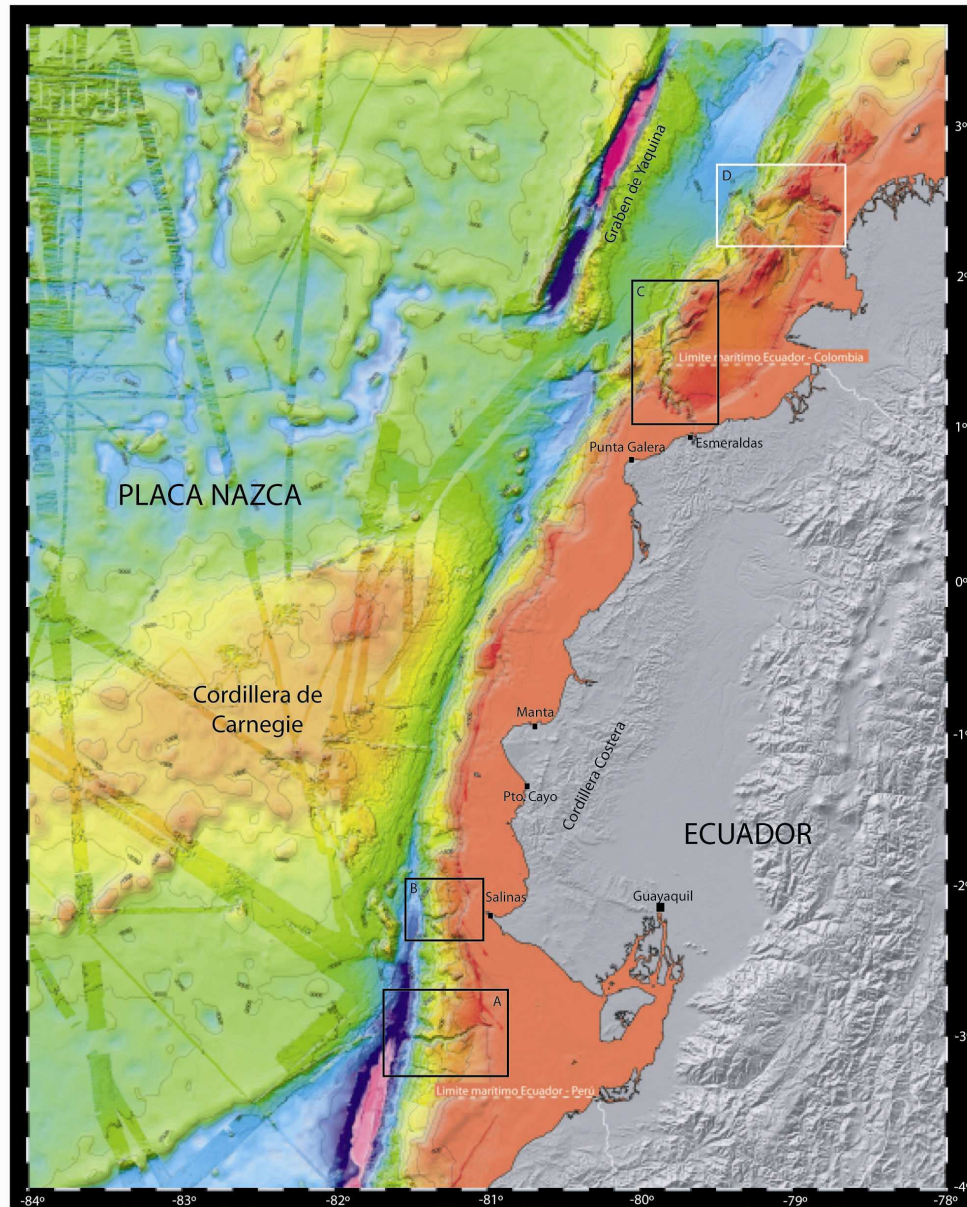


Figura 1.8: Ubicación de los cañones submarinos sobre el margen Ecuatoriano y en el suroeste de Colombia. A: Cañón de Guayas, B: Cañón de Santa Elena, C: cañón de Esmeraldas, D: Cañón de Patia. (Michaud et Al. 2006)

## 1.5 SITUACIÓN GEOGRÁFICA DE LA ZONA DE ESTUDIO

El cañón submarino Esmeraldas se encuentra ubicado sobre el borde de la plataforma continental, en la Provincia de Esmeraldas, en el noroccidente ecuatoriano (Fig. 1.9). Su cabecera se encuentra ubicada a continuación de la desembocadura del Río Esmeraldas, el cual constituye el principal drenaje del norte del Ecuador. .

Para el estudio del cañón de Esmeraldas se ha tomado la zona entre las latitudes  $1^{\circ}$  N y  $2^{\circ}$  N, y las longitudes  $79^{\circ} 30'$  W y  $80.5^{\circ}$  W, donde el cañón tiene una dirección general hacia el norte, atravesando el margen colombo – ecuatoriano hasta la fosa de subducción, a partir de la cual se convierte en el canal del mismo nombre (Fig. 1.9), siguiendo su curso paralelo a la fosa.

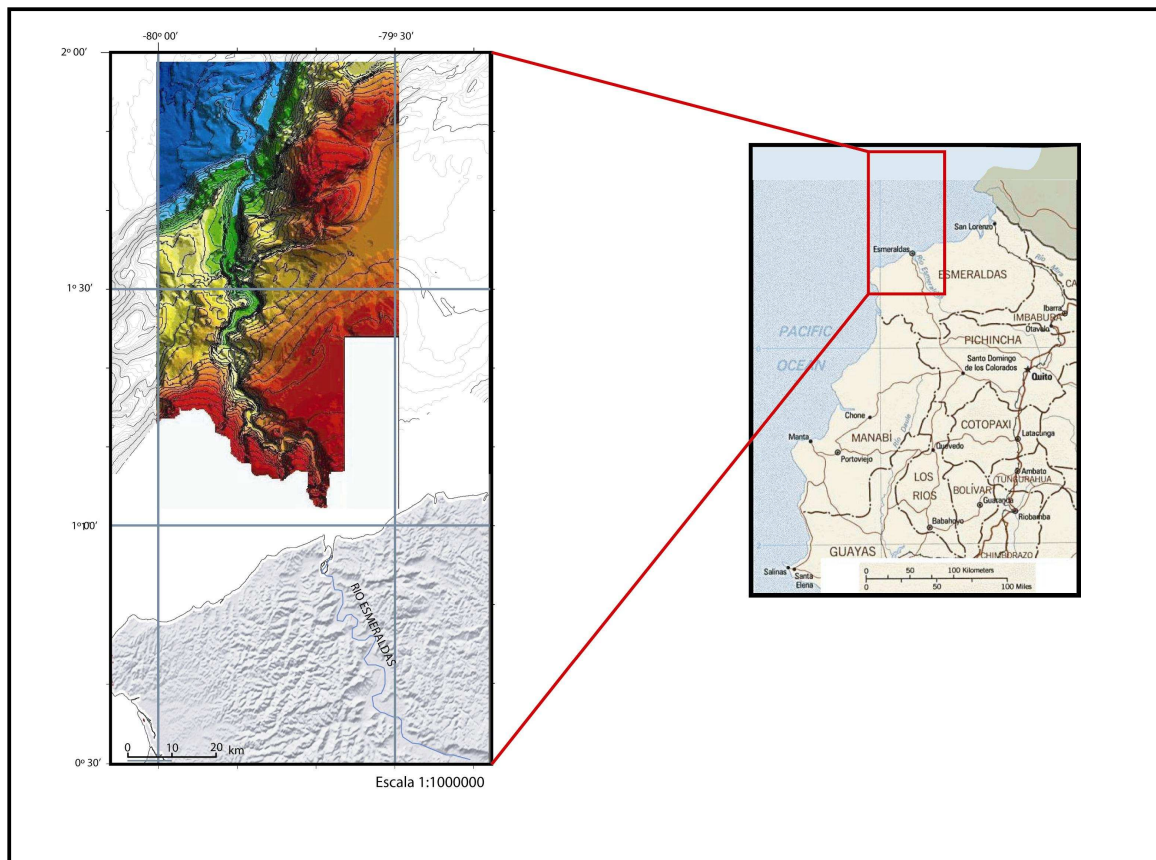


Figura 1.9: Ubicación de la zona de estudio del cañón submarino Esmeraldas, en la provincia de Esmeraldas - Ecuador

## **CAPITULO 2. MARCO GEODINÁMICO DE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN ECUATORIANA**

### **2.1 CONVERGENCIA DE LAS PLACAS NAZCA Y SUDAMERICANA**

El margen Nor – Andino corresponde a un margen activo a lo largo de las costas de Colombia, Ecuador y el norte del Perú. Este margen activo es producto de la convergencia de la placa subductante Nazca, en dirección perpendicular a la fosa (Trenkamp 2002) y la placa Sudamericana, formando la zona de subducción. Esta zona de subducción se extiende por unos 7000 km desde Colombia hasta Chile. La subducción condiciona la evolución tectónica y morfológica de las costas de Sudamérica, dando lugar a la gran cadena montañosa de Los Andes desde hace 70 Ma. (Lonsdale 1978).

La placa Nazca se encuentra bajo el Océano Pacífico al lado oeste del continente sudamericano, y ha tomado su nombre de la región de Nazca ubicada en la parte sur del Perú. Formada a partir de la división de la ex placa Farallón en las dos placas: Cocos y Nazca hace alrededor de 30 Ma. (Lonsdale 1978). El borde este de la placa corresponde a un límite convergente, en el cual se subduce bajo la placa Sudamericana, formando la fosa Perú – Chile (Lutgens 1999). Su límite sur forma un margen divergente con la placa Antártica, al igual que el lado oeste con la placa pacífica. Hacia el lado norte forma un limite divergente con la placa Cocos formando el rise de Galápagos. (Davidson et al, 2001)

La placa Nazca, tiene dos dominios separados uno del otro por la fractura de Grijalva (Fig. 2.1). Al sur de la fractura de Grijalva la placa Nazca tiene una edad Oligoceno de 25 a 30 Ma. (Lonsdale et Klitgord 1978). Esta porción de placa se subduce casi horizontalmente y bajo el margen peruano en el sur.



caliente de Galápagos, propone que esta ha entrado en subducción al menos hace 8 Ma..

La placa Sudamericana es una placa tectónica continental, que se extiende desde la zona de subducción hasta el este en el ridge atlántico, límite divergente con la placa Africana. Hacia el norte limita con la placa Caribeña. El rasgo morfológico principal sobre esta placa constituye la cordillera de Los Andes generada como efecto de la subducción. La compresión general este – oeste a la que se encuentra sometida la placa Sudamericana, ha provocado la desmembración de la porción noroccidental de la placa Sudamericana, a la cual se ha denominado bloque Nor - Andino. Este bloque comprende los Andes de Ecuador, Colombia y Venezuela.. Este bloque es considerado como una mini placa, aislada en el extremo noroccidental de la placa Sudamericana (Pennington 1981) limitada en su borde este por un gran sistema de fallas que se extiende desde el Golfo de Guayaquil hasta Caracas. Este bloque independiente tiene un movimiento relativo con respecto a la placa Sudamericana, con una velocidad promedio de 10 mm/a en dirección N 55° E (Kellogs y Bonini 1982). A partir de los ensayos de GPS (Mora et al. 1995) se ha podido calcular una velocidad de 6 mm/año en dirección noreste.

La convergencia entre las placas Nazca y Sudamericana ha sido determinada por el modelo global NUVEL – 1, con una dirección N81°E y una velocidad de 78 mm / año (De Mets 1989), aunque otros estudios muestran que desde hace 26 Ma. la velocidad alcanza los 100 mm/año siendo la mayor velocidad registrada. (Pardo Casas 1987).

## **2.2. CARACTERÍSTICAS DE LA FOSA DE SUBDUCCIÓN ECUATORIANA**

La fosa ecuatoriana se encuentra ubicada a continuación, hacia el lado norte de la fosa Perú – Chile, siguiendo la misma dirección de su eje, aunque algunos kilómetros menos profunda (Lonsdale 1978) . La fosa ecuatoriana se encuentra a una profundidad menor que la fosa de Perú – Chile posiblemente

debido a la subducción de la cordillera de Carnegie, a una profundidad de 2880 m bnm en su parte mas somera. (Collot 2004).

La fosa de subducción ecuatoriana tiene las siguientes características (Lonsdale 1978)Fig. 2.2):

En el lado oceánico:

- **La cresta externa** corresponde a un ligero levantamiento en forma de pliegue con una amplitud de 250 a 750 m y una longitud de onda de unos cientos de kilómetros. El eje de este plegamiento se encuentra a unos 400 km. mar adentro del eje de la fosa.
- **El talud oceánico superior** caracterizado por una superficie plana, que tiene una pendiente muy suave de  $3.5^\circ$ . Muestra, cerca de los  $2^\circ$  S, algunos bloques que se han formado por la intersección de fallas preexistentes y la fosa. Existen algunos picos (max. 1600m) que interrumpen la superficie lisa del talud.
- **El talud oceánico inferior** corresponde a los 10 km más profundos del talud oceánico, ampliamente dominado por la existencia de fallas normales de gran escala con morfología abrupta y que se encuentran paralelas a la fosa. Contiene algunas terrazas de 2 a 5 km de largo, separadas por estas fallas normales formando escarpes que alcanzan los 300 m de altura.
- **El eje de la Fosa** se caracteriza por su forma un tanto arqueada en sección longitudinal, haciendo que su gradiente de pendiente se dirija hacia el Perú en el sur y hacia Colombia en el norte

En el lado continental:

- **Partes submarinas:** *La pared interna de la fosa:* Se pueden observar algunas escamas de fondo oceánico con estructuras imbricadas, acrecionadas a esta pared. En esta pared existen algunas pequeñas cuencas sedimentarias depositadas dentro de grabens limitados por fallas

normales creadas en la parte superior de la placa flotante debido a la compresión de la subducción.

- **Partes subaéreas del sistema de subducción:** *Cuencas de ante arco:* en el Ecuador la cuenca de antearco constituye la cuenca de Manabí formada en el Paleoceno, sumergida durante el Oligoceno temprano hasta casi el nivel del mar, continuando con un proceso de subsidencia durante el Oligoceno tardío y finalmente rellenada hasta el nivel del mar en el Mioceno. La cuenca de Progreso constituye una cuenca de talud con una historia de relleno similar a la cuenca de Manabí.

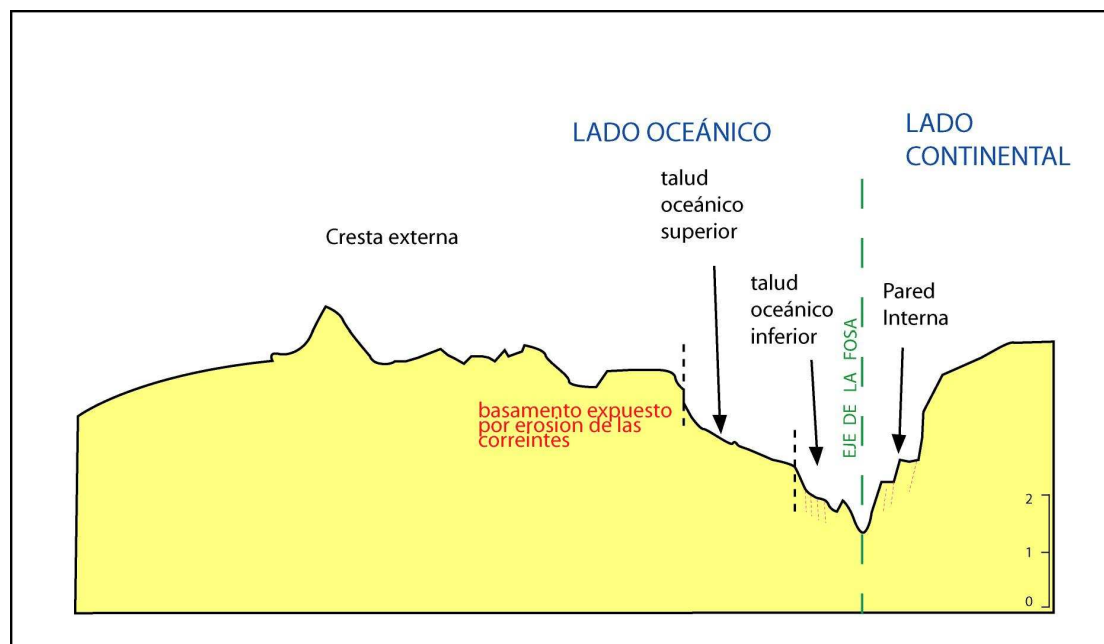


Figura 2.2: Esquema transversal a través de la fosa ecuatoriana a 2°S. Mostrando las partes submarinas del sistema de subducción. Escala vertical en Seg. (TWT). (Modificado de Lonsdale 1978)

## **2.3 GEOLOGÍA DE LA COSTA NOR – OCCIDENTAL DEL ECUADOR**

### **2.3.1 EL BASAMENTO**

El basamento de la costa ecuatoriana ha sido atribuido a la formación Piñón. Los afloramientos de esta formación en la zona de Esmeraldas, son considerados los mas norteños, en la cuenca de Borbón – Esmeraldas, (Bristow y Hoffstetter, 1977). Esta formación se encuentra principalmente constituida por rocas ígneas básicas de tipo diabasa, basaltos de grano fino, aglomerados basálticos, tobas, escasos lentes y capas delgadas de argilita y wacke. También se han observado pillow lavas, hialoclastitas y metabasaltos. Su base no ha sido encontrada, tiene un espesor de al menos 2km. Se la ha caracterizado como la parte oceánica de una arco volcánico primitivo de composición toleítica, el cual se lo encuentra en la cordillera Occidental (Henderson, 1979). Se ha considerado a la formación Piñón como un plateau oceánico alóctono, acrecionado al continente durante el Eoceno – Oligoceno (38 – 35 Ma.) junto con los arcos volcánicos Macuchi y Sacapalca formados sobre él. (Reynaud et al. 1999)

### **2.3.2 LAS FORMACIONES SEDIMENTARIAS: CUENCA DE ESMERALDAS – BORBÓN (Fig. 2.4)**

La cuenca de Esmeraldas se encuentra ubicada en la parte noroeste del Ecuador, en la provincia de Esmeraldas (Fig. 2.3) Ha sido dividida de una manera esquemática en tres zonas: la zona noreste denominada cuenca de Esmeraldas (ss), la zona central caracterizada por un horst denominados Horst de Río Verde, que incluye Punta Ostiones, Río Verde y Cube, y la zona suroeste denominada como la cuenca de Borbón. (Fig. 2.3) (Savoyat et Al. 1970 en Ordoñez 2006).



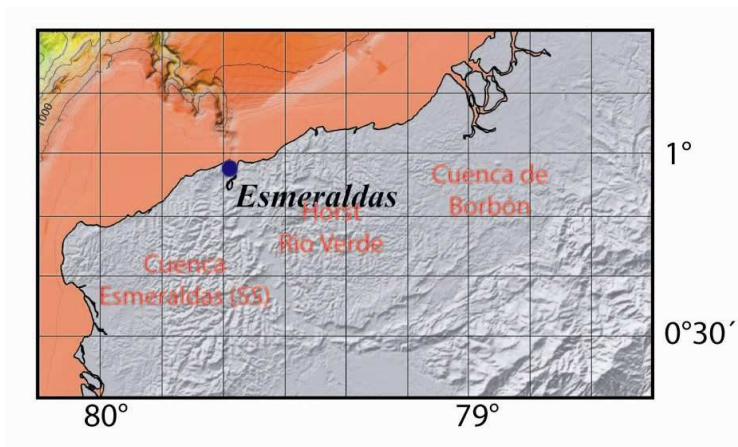


Figura 2.3: Ubicación de la cuenca de Esmeraldas. Dividida esquemáticamente en tres zonas: Cuenca de Esmeraldas (ss), Horst de Río Verde y la cuenca de Borbón. (tomado de Ordoñez 2006)

En la cuenca de Borbón se tiene una secuencia sedimentaria de aproximadamente 5 km. de espesor, de edad cretácica hasta pliocénica superior (Evans y Whittaker 1982) Fig. 2.4:

*Formación Zapallo:* Inicia con un paquete de calizas denominada Miembro Punta Ostiones (Evans y Whittaker 1982) intercaladas con finas capas de areniscas calcáreas. En su parte superior consiste de una secuencia de lodolitas silíceas que comprenden la mayor parte de la formación. Se considera que su depositación se dio lugar a profundidades batiales, en talud superior (Ordoñez 2006) con una edad Eoceno tardío – Oligoceno. (Evans y Whittaker 1982, Ordoñez 2006).

*Formación Pambil:* Secuencia de al menos 1600 m de potencia constituida por lutitas masivas, con foraminíferos, de colores gris verdosos; con algunas capas tobáceas. La secuencia se encuentra intruida por dos domos de lava de composición basáltica, los cuales no presentan vesiculación, sugiriendo un emplazamiento a profundidades batiales (Evans y Whittaker 1982). Por evidencias fósiles se ha datado esta formación en el Oligoceno Temprano – Tardío (Ordoñez 2006).

*Formación Viche:* Consiste de una secuencia de al menos 1000 m de lodolitas bien estratificadas, con secuencias finas de areniscas. Se la atribuye una edad Mioceno temprano a tardío. Foraminíferos encontrados en la formación sugieren

una depositación en profundidades batiales, en una plataforma externa (Ordoñez 2006), sin evidencias de una somerización hacia su tope. (Evans y Whittaker 1982)

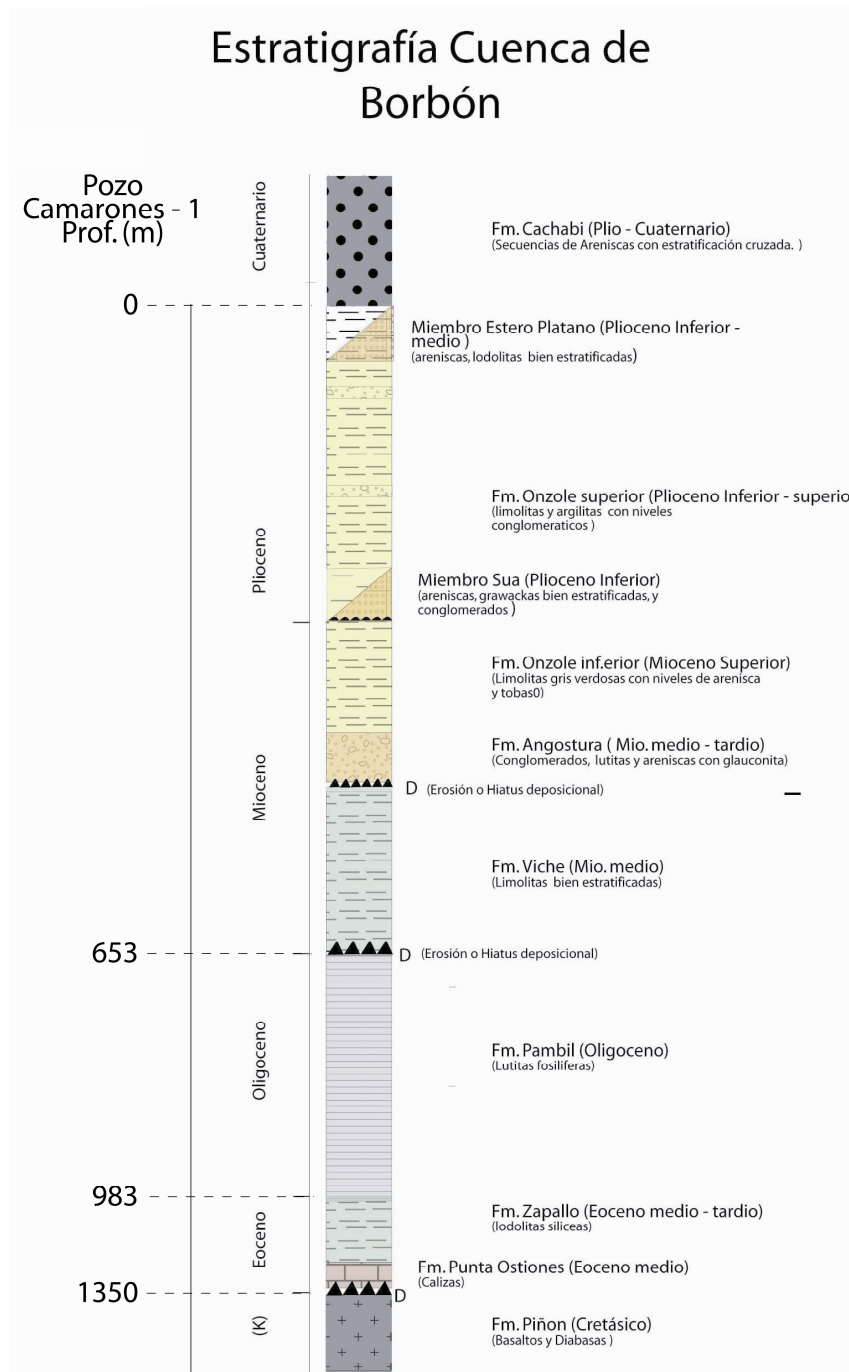


Figura 2.4. Cuenca de Esmeraldas – Borbón. Columna estratigráfica de la cuenca, y las respectivas profundidades a las que se encontraron las formaciones durante la perforación del pozo Camarones 1. Modificada de Evans y Whittaker 1982 y datos de DINAGE

Grupo Daule: Constituida por las siguientes formaciones:

*Formación Angostura* : Al menos 250m de potencia, consiste de areniscas de grano fino a grueso, con algunos lentes conglomeráticos a la base. La formación contiene líticos de feldespato, con abundante cuarzo, además biotita y granos de hornblenda. Según su fauna, se la considera de edad Mioceno Tardío depositada en ambiente marino de plataforma. (Ordoñez 2006).

*Formación Onzole*: Principalmente constituida por limonitas azules, lutitas limosas y raramente areniscas y conglomerados. Dividida en tres partes:

- El miembro Onzole inferior constituidos por lodolitas y escasas intercalaciones de areniscas que alcanzan un espesor máximo de 500 m. Su depositación fue posiblemente en la plataforma continental, con evidencias de profundización hacia el techo del miembro. Se ha atribuido una edad Mioceno Tardío. (Ordoñez 2006)
- El miembro Medio denominado Súa consiste de areniscas y grawackas bien estratificadas, con fauna correspondiente a un ambiente somero de depositación durante el Plioceno.
- El miembro Onzole superior consiste de lodolitas intercaladas con finas capas de turbiditas y pocas capas de conglomerados y areniscas que juntas alcanzan una potencia de 1200 m. Hacia el lado oeste de la cuenca, el miembro superior consiste en areniscas retrabajadas y lodolitas que alcanzan una potencia de 300 m. Hacia el lado este se han reconocido areniscas de grano medio intercaladas con las capas turbidíticas las cuales contienen fauna de aguas someras. Estos materiales han sido transportados a aguas mas profundas por las corrientes turbidíticas. Se ha reportado la presencia de algunos lentes de arenisca con cantos y conglomerados que alcanzan los 50 m de potencia. Localmente los 3 m basales del miembro contienen trozos redondeados de hasta 1 m de diámetro de lodolitas dentro de una matriz lodosa. Estos conglomerados han sido redepositados en aguas profundas posiblemente por medio de un cañón submarino (Evans y Whittaker 1982). Se han encontrado algunos

materiales conglomeráticos cerca de Esmeraldas, posiblemente arrastrados por el paleo – cañón durante el Plioceno. La edad de la Formación Superior esta datada en el Plioceno Temprano (Bristow y Hoffsteter 1977, Evans y Whittaker 1982, Ordoñez 2006)

- *Formación Cachabi*: constituye los depósitos de tipo marino mas recientes. Formación constituida por secuencias de arenas estrato crecientes y caracterizada por la existencia de lumaquelas, que son rocas carbonatadas depositadas en aguas cálidas y someras (Deniaud 2000).

### **2.3.3 FALLAS RECIENTES EN LA ZONA NOROESTE DEL ECUADOR.**

De los estudios realizados en la zona, se ha determinado que las rocas pliocénicas se encuentran principalmente afectadas en series de pliegues abiertos, con una tendencia NE – SW, paralela a la dirección de un anticlinal principal llamado anticlinal de Rio Verde (Mid-slope basement high ). La mayoría de las fallas son fallas normales las cuales tienen una dirección N330°- N360° (Evans y Whittaker 1982). En el estudio realizado por Aalto y Miller (Aalto y Miller 1999) se ha podido encontrar que el fallamiento es principalmente normal, y que refleja al menos dos períodos de deformación. Estas estructuras muestran intervalos de acortamiento durante el Plio – Cuaternario en dirección NW – SE.

Del análisis de las fracturas en los sedimentos de la zona, se ha podido establecer dos tipos: a) un juego de fracturas lítricas más antiguo de dirección N – S a NNE – SSW las cuales reflejan un episodio de extensión este – oeste durante el Cuaternario, y que se relaciona con la extensión ENE – WSW que ha dado lugar a la mayoría de las principales fallas en la región de Esmeraldas;. b) un juego de fracturas mas joven en relación al anterior, de tendencia WNW – ESE. Reflejando un periodo de extensión posterior casi N – S. (Aalto y Miller 1999)

En estudios anteriores la zona desde Punta Galera hasta el borde este del río Esmeraldas, ha sido dividida en tres zonas morfotectónicas (Witt 2001).

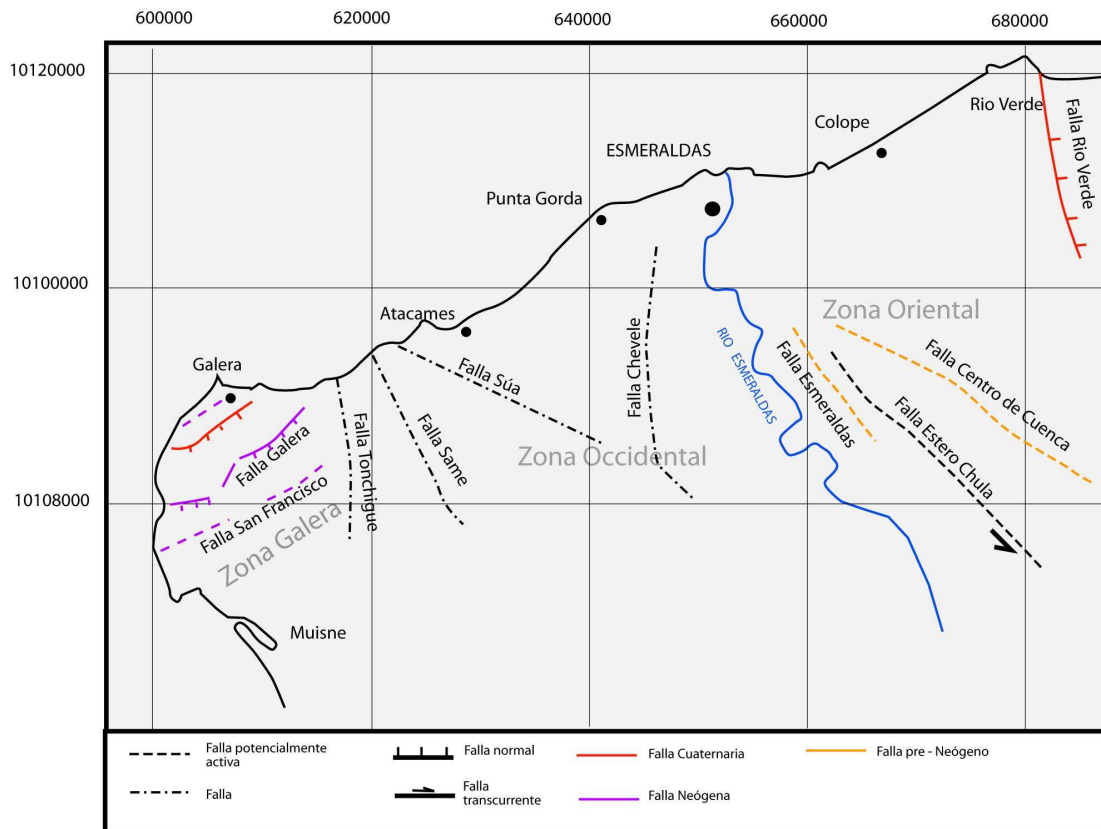


Figura 2.5: mapa de las estructuras en el noroccidente del Ecuador, desde Punta Galera hasta Río Verde. Tomado de Witt 2001

Una primera zona corresponde al área de Punta Galera, donde se han observado lineamientos en dirección NE – SW, y se la ha catalogado como un bloque tectónico aislado. El rasgo más relevante de la morfología de este bloque es una serie de montañas alineadas que se extienden desde la línea de costa hasta Tonchigué en una dirección NE – SW, marcando así el trazo de la falla denominada Falla Galera (Witt 2001) (Fig. 2.5). Esta falla ha sido catalogada como transcurrente por su morfología que presenta valles lineales, drenajes desplazados y facetas triangulares. De esta misma naturaleza se caracterizó a la falla transcurrente San Francisco, por sus similares características morfológicas. Para este bloque se ha calculado un tensor de extensión NW – SE, el cual se mantiene hasta la actualidad (Witt 2001). Las Fallas Galera y San Francisco fueron formadas posiblemente en un sistema transpresivo durante el Pleistoceno

(Witt 2001) aunque otros trabajos no presentan evidencia de transcurrencia (Aalto y Miller 1999, Evans y Whittaker 1982).

Una segunda zona (Zona Occidental) (Fig. 2.5). que corresponde al margen occidental del río Esmeraldas. Limitada entre la falla Tonchigue y el río Esmeraldas. Se encuentra en la zona lineamientos de una tendencia principal N – S. las principales estructuras encontradas en esta zona son falla Tonchigue y Chevele de rumbo N – S; la falla Same de tendencia general NNW – SSE y la falla Sua de tendencia NW – SE. Estas fallas se encuentran afectando principalmente a los materiales de la formación Onzole.

Una tercera zona (Zona Oriental) (Fig. 2.5), en el margen oriental del río Esmeraldas, presenta principalmente algunos escarpes rectilíneos posiblemente de origen tectónico. La falla mas notable ha sido denominada Falla Centro de Cuenca (Witt 2001). Otras fallas importantes de rumbo casi N – S corresponden a las fallas de Río Verde y la falla Estero Chula – Río Desgracia.

## **2.4 EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL BLOQUE COSTERO ECUATORIANO**

Según Daly (1989) la formación y evolución de la costa ecuatoriana corresponde a 5 eventos tectónicos mayores, descritos a continuación:

**Paleoceno – Eoceno Superior:** Acreción del basamento Piñón a la placa Sudamericana, posiblemente Santoniano - Eoceno Superior (Jaillard et al. 1995). Deformación del basamento Piñón atribuida a su acreción, provocando la gran erosión de la formación Cayo, formando la discordancia con las subyacente San Eduardo y San Mateo.

**Eoceno Medio – Tardío:** El basamento Cayo y Piñón son fuertemente afectados por estructuras profundas que forman el patrón estructural hoy conocido. Este patrón cuenta con una serie de fallas mayores de dirección WNW – ESE, como

son Esmeraldas, Bahía de Caráquez, Chongón Colonche y Santa Cruz. (Fig. 2.6). Estas estructuras son interpretadas como rasgos secundarios desarrollados entre la fosa y la sutura Cauca – Pallatanga. Se sugiere que las fallas de dirección NNW y los bloques limitados por estas fallas, han rotado en sentido horario para su evolución, debido a un movimiento transcurrente dextral entre la fosa y la sutura (Fig. 2.7). Este periodo coincide con *la fase tectónica regional Inca*, reportada en los Andes del Perú como una fase de mayor actividad tectónica en el Eoceno Tardío (Megard 1984).

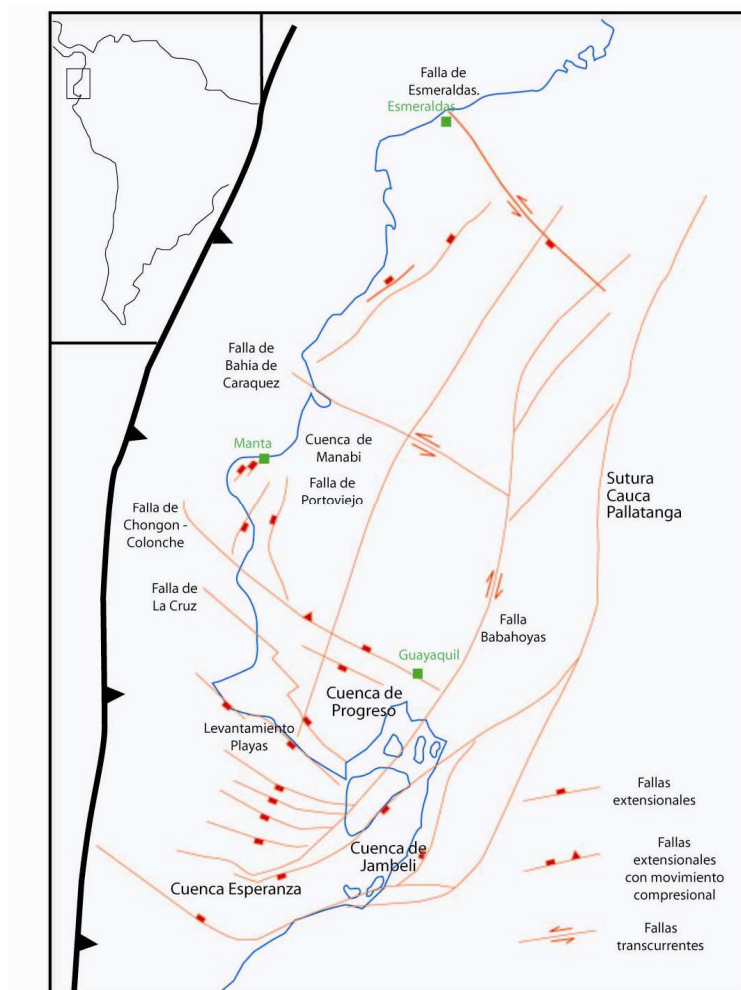


Figura 2.6: Mapa Estructural de la Costa ecuatoriana según Daly (modificado de Daly 1989)

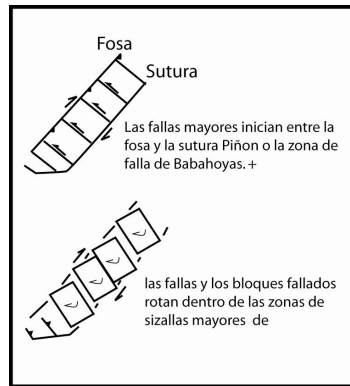


Figura 2.7 Hipótesis para la evolución de la costa ecuatoriana. Según Daly 1989

**Oligoceno - Mioceno Medio:** Corresponde a una fase de extensión este – oeste en el. Esta extensión es evidenciada por una serie de fallas de dirección norte – sur las cuales cortan la sección sedimentaria eocénica en la costa. Esta época corresponde a una fase de baja actividad tectónica, con una menor velocidad de convergencia entre las placas (Pardo Casas y Molnar 1987). Esta fase es inmediatamente seguida por un hiato deposicional a nivel regional

**En el Mioceno Medio** la actividad inicia con la inversión tectónica de las cuencas de antearco neógenas. En la costa se puede evidenciar la aparición de la cordillera de Chongón Colonche y la depositación limitada hacia el norte de la misma del grupo Daule (Baldock 1982). Esta fase corresponde a *la fase tectónica regional Quechua* que es considerada como una fase de gran actividad tectónica, con un incremento de la velocidad de convergencia hasta la actualidad. (Pardo Casas y Molnar 1987). Al mismo tiempo posiblemente la cordillera de Carnegie empieza a ser subducida bajo la placa Sudamericana (Daly 1989).

Finalmente el levantamiento cuaternario de la costa provocando la elevación de terrazas marinas por encima del nivel del mar actual, conocidos como tablazos. (Pedoja 2003). Este levantamiento está en el rango de 100 m en la zona de Punta Galera, alrededor de 300 m en las costas de Manabí en la península de Manta (mayor elevación registrada) y 90 m en la zona del golfo de Guayaquil. Hacia el sur el levantamiento esta en rangos menores que bordean los 20 a 30 metros (Pedoja 2006).



## CAPITULO 3.- DATOS GEOFÍSICOS

### 3.1. BATIMETRÍA E IMÁGENES BACKSCATTER:

#### 3.1.1 SISTEMA DE ADQUISICIÓN MULTI - HAZ EM12DUAL

El sistema de adquisición de datos montado en el Atalante, consta de dos sistemas similares de emisión - recepción instalados en la proa y la popa del casco del buque, como se ve en la figura. (Fig. 3.1). Cada uno de estos sistemas esta constituido por dos series rectangulares de transductores; un transductor que sirve de emisor y un transductor receptor, los cuales trabajan independientemente con una apertura de emisión de  $80^{\circ}$ . Las antenas son colocadas en el casco con una inclinación de  $40^{\circ}$  entre ellas, con una frecuencia central de emisión de 13 kHz, permitiendo mapear el fondo oceánico desde los 100 m hasta 12000 m de profundidad, con señales emitidas cada 10 ms. (Amadeus 2005)



Figura 3.1: Sistema Multi - haz EM12D montado sobre el buque l'Atlante, durante la campaña Amadeus (tomado de Informe Amadeus 2005)

El sistema multihaz EM12D, toma datos tanto para la reconstrucción batimétrica, como para la reconstrucción de una imagen backscatter. Para este fin el sistema emite 162 rayos muy delgados, a los cuales se los denomina pings, con aperturas de  $1.8^{\circ}$  en sentido longitudinal y  $3.5^{\circ}$  en el sentido transversal como muestra la (Fig. 3.2) La apertura máxima puede alcanzar  $150^{\circ}$ , pudiendo ser reducida dependiendo a la profundidad del fondo marino. El área mapeada en el fondo del

mar depende directamente de la profundidad del mismo, en una relación de 8 a 1 en el eje transversal, por ejemplo 18.5 km de fondo marino cuando la profundidad es 2500 mbnm.

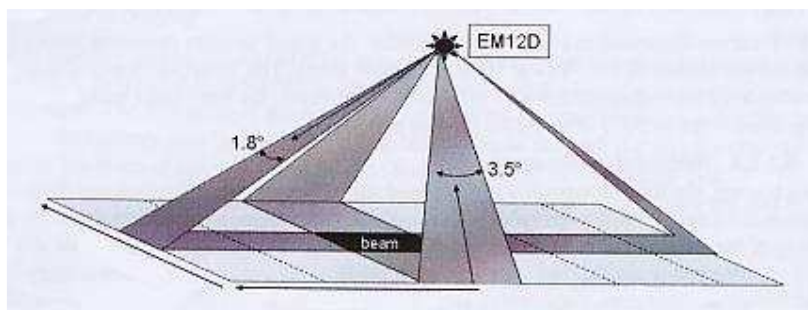


Figura 3.2: principio de emisión y recepción del sistema de adquisición de datos EM12D

### 3.1.2 ADQUISICIÓN DE DATOS

El proceso de adquisición de datos inicia con la emisión de una señal esférica acústica desde la antena emisora, la cual controla la propagación del impulso sónico a través de la columna de agua definiendo una forma de abanico muy estrecho en la dirección longitudinal. El rayo es reflejado por el fondo marino y retorna a las antenas en el buque y es recibido por la antena receptora, la cual mide la señal en un abanico muy estrecho en la dirección transversal.

Para el mapeo a través de la utilización de esta herramienta, es importante el posicionamiento geográfico exacto. Para la adquisición de los datos de la campaña Amadeus se ha utilizado las medidas derivadas del servicio GPS Acuarios. Para el posicionamiento del barco, el servicio provee una precisión de 100 m, por lo que no se aplica ningún tipo de corrección. En lo que respecta al posicionamiento de los rayos el sistema aplica correcciones en tiempo real para posicionarlos con exactitud.

Un factor que puede causar interrupciones con el posicionamiento de los rayos, es la temperatura del agua, la cual varía con la profundidad y produce una desviación de los mismos, especialmente de los rayos del extremo. Esta corrección es realizada en tiempo real por el equipo de adquisición mediante un

modelo de velocidades previamente establecido para la columna de agua. Para establecer este modelo de velocidad de propagación de las ondas acústicas en, se toman en cuenta dos factores como es la salinidad y la temperatura de la columna de agua, las cuales varían en función de la profundidad. Para llegar a definir la salinidad se utiliza la resistividad del agua, medida continuamente a cada profundidad utilizando una probeta Sippican. Estos datos son transformados a velocidad de propagación del sonido con la ayuda de tablas de salinidad y obteniéndose un gráfico de profundidad Vs velocidad.

### 3.2.1.1 Obtención y procesamiento de los datos de Batimetría:

Para cada uno de los rayos, el tiempo de propagación entre la emisión y la recepción se relaciona directamente con la topografía del fondo marino y considerando la velocidad de las ondas sónicas en el medio acuático. De acuerdo a las variaciones y fluctuaciones de las ondas emitidas desde el barco en la columna de agua, y tomando en cuenta la posición y movimiento del barco, el sistema calcula los valores de profundidad del fondo marino por medio de dos tipos de detección (Fig. 3.3).

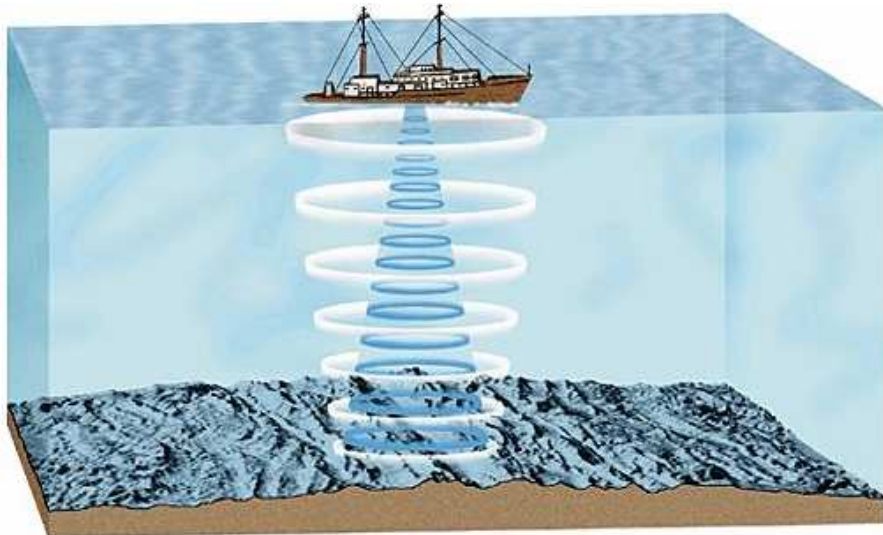


Figura 3.3: Un eco – sounder determina la profundidad del fondo marino midiendo el tiempo requerido por un rayo sónico para viajar desde el barco hasta el fondo y regresar.

- Detección de Amplitud: se la utiliza cuando la señal que retorna a los sistemas de recepción, se encuentra muy bien localizada en tiempo. Este tipo de detección es utilizado generalmente para los rayos verticales, donde la profundidad del fondo del mar corresponde al primer arribo.
- Detección de fase: utilizada cuando la señal de retorno es elongada y distorsionada en el tiempo, y el fondo marino no puede ser detectado con el primer arribo. En este caso la detección utiliza la fase zero de la señal, que corresponde a la posición temporal del fondo marino.

Los valores de batimetría corresponden a la media de la profundidad del agua, con una precisión del 2 % en relación a la profundidad, lo que corresponde a 80 m cuando la medida de batimetría es 4000 m. Una vez obtenidos los datos de profundidad del fondo marino, se procede a su procesamiento en el software CARAIBES TM. Para la elaboración de los mapas se ha tomado en cuenta una grid de 150 m y han sido interpolados bajo el software GMT (Fig. 3.4)

### **3.1.2.2 Imágenes Backscatter:**

El principio de esta herramienta se basa en la capacidad del fondo oceánico de reflejar las señales acústicas emitidas por el equipo emisor, que corresponden a 240 db, desde el buque, tomándose en cuenta las pérdidas de energía debidas a la propagación y atenuación en la columna de agua. Esta respuesta acústica del fondo marino es interpretado por el sistema como una imagen backscatter (Fig. 3.5), que refleja las propiedades físicas complejas del fondo oceánico, que pueden ser identificadas en términos de textura y los valores de pendiente. Para elaborar una imagen de este tipo es necesario procesar la batimetría primeramente, ya que la posición de los rayos es utilizada para la localización de los píxeles mediante su interpolación, para la composición de la imagen. Esta imagen backscatter será de mayor resolución que la batimetría, con un tamaño de píxel de 60m. Los datos adquiridos con esta herramienta son procesados con el programa de análisis de datos de geofísica submarina CARAIBES, desarrollado por el IFREMER de Francia. (Fig. 3.5)

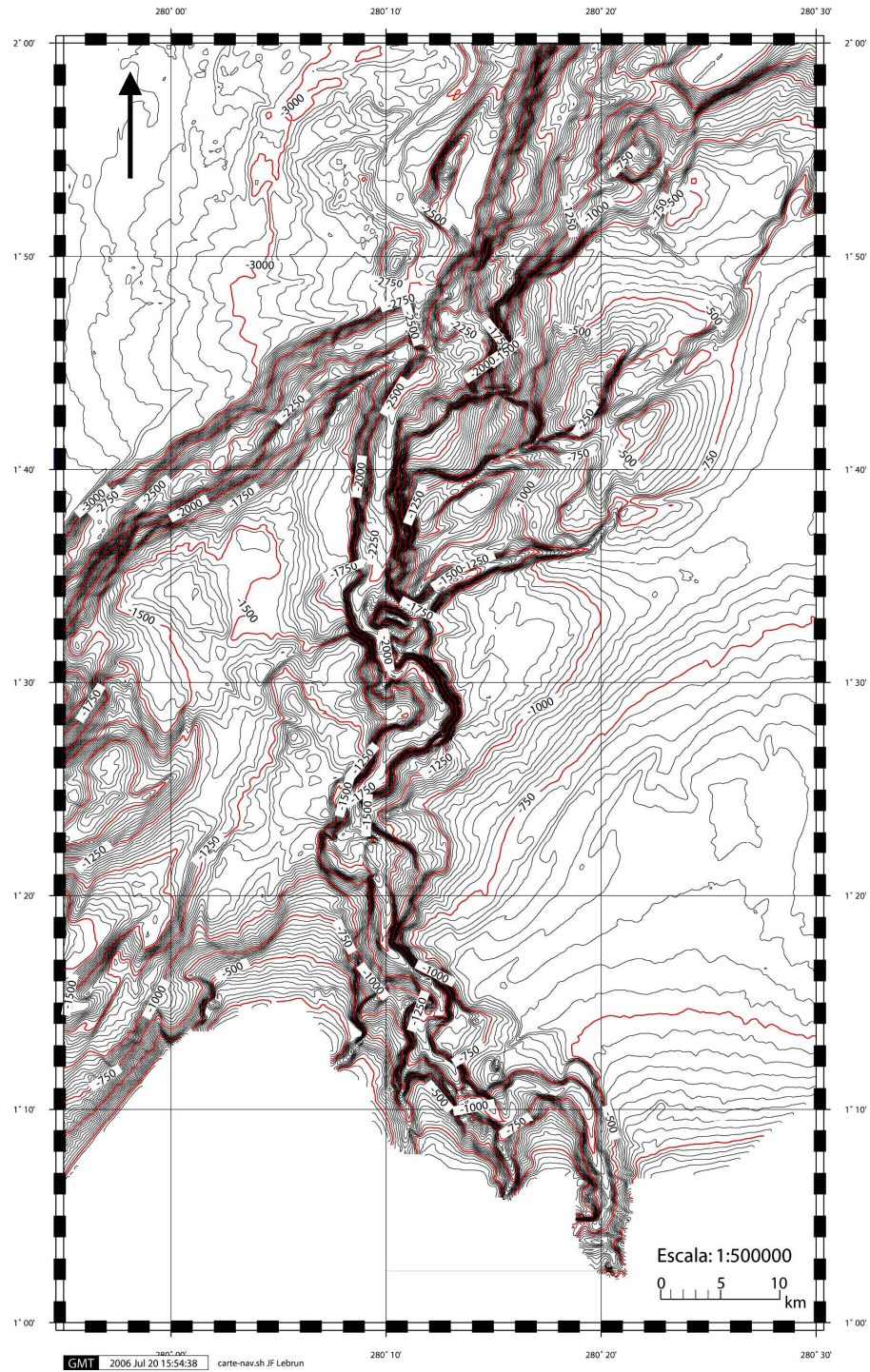


Figura 3.4: Mapa Batimétrico a partir de los datos geofísicos de la campaña Amadeus. Interpolación digital en GMT. Curvas de nivel cada 25 m.

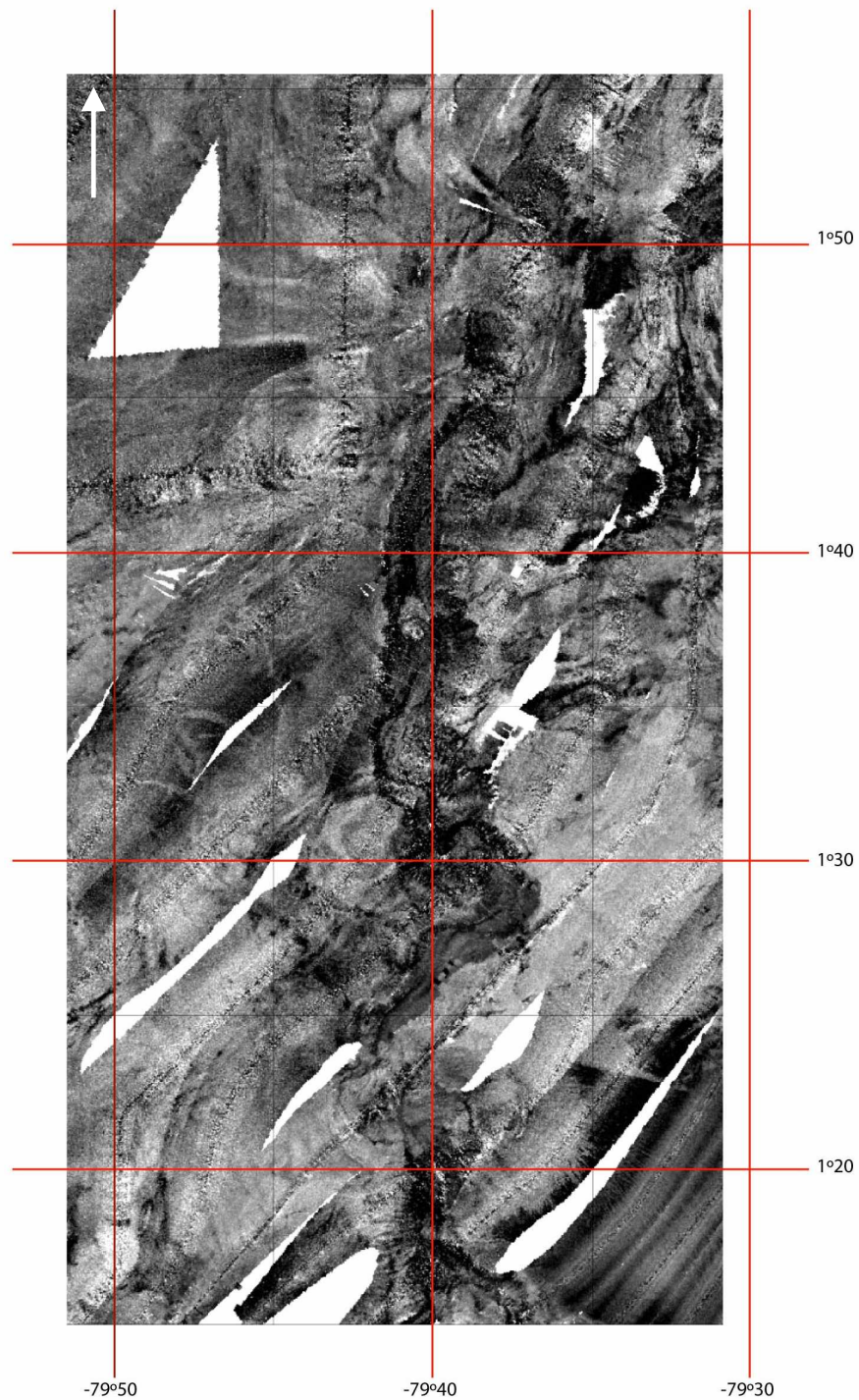


Figura 3.5: Imagen Backscatter de la zona del cañón Esmeraldas  
(Informe Campaña Amadeus 2005)

## 3.2 SÍSMICA DE REFLEXIÓN

### 3.2.1 PRINCIPIOS GENERALES

La sísmica de reflexión es un método geofísico acústico que es utilizado para conocer de manera indirecta la estructura interna de la tierra. La base del método es establecer principalmente los contrastes de impedancia en el subsuelo de las diferentes capas geológicas. La medida de los contrastes de impedancia se logra a través de la medida del tiempo doble de tránsito de las ondas sísmicas, enviadas por una fuente desde la superficie y reflejadas por las diferentes capas geológicas según sus características físicas. La reflexión de las ondas transmitidas solo se da cuando existe un contraste de impedancia acústica entre dos capas, definida como el producto de sus velocidades sísmicas y sus densidades:

$$I_p = V_p * \delta$$

El menor o mayor contraste en la impedancia acústica entre dos capas, determina la amplitud de la señal reflejada. Una gran amplitud de onda genera una imagen de fuerte energía y baja frecuencia y viceversa.

Para el estudio sísmico de los sedimentos oceánicos se ha realizado una caracterización de los factores que pueden producir variaciones en la impedancia en la imagen sísmica, y que son útiles a la hora de reconstruir los parámetros de sedimentación (Jones 1998):

- a) El desarrollo de nuevas vías para el transporte de sedimentos: Ocurre cuando el tipo de materiales que se aportan a una cuenca, cambian bruscamente, por ejemplo turbiditas, ceniza volcánica o debris flow son depositados en zonas donde se depositaban sedimentos pelágicos y arcillas, provocando un cambio de impedancia en la señal.
- b) Cambios climáticos y oceanográficos: algunas de las diferencias de impedancias en los registros de sísmica de los sedimentos del fondo marino se deben a variaciones en el flujo de agua y la producción biológica, debidas a los cambios en el clima y el comportamiento del océano. Fuertes

reflexiones sísmicas pueden ser producidas por zonas muy ricas en sílice y secuencias carbonatadas. Inconformidades regionales resultan de la intensificación de las corrientes submarinas del fondo del océano, las cuales se manifiestan como truncaciones de los reflectores sísmicos y como señales de fuerte energía con un gran contraste de impedancia acústica.

- c) Estancamiento Oceánico: se ha podido comprobar mediante la perforación que algunos extensos reflectores sísmicos bajo la superficie oceánica corresponden a secuencias de lutitas ricas en carbón orgánico, originadas durante periodos de estricta circulación oceánica cuando el bajo contenido de oxígeno en las aguas más profundas permitió la conservación de la materia orgánica.
- d) Deposición de Evaporitas: fuertes reflectores sísmicos pueden ser provocados por el tope de una secuencia evaporítica como un depósito profundo de sal o yeso por ejemplo o cuerpos tipo diapiro.
- e) La Diagénesis: Se refiere a la transformación de materiales sueltos en rocas sólidas, como es el caso de la transformación de arcillas ricas en sílice en chert, al igual que los depósitos carbonatados que sufren diagénesis.
- f) Actividad Ígnea: Cuando se encuentran cuerpos de tipo ígneo dentro de las secuencias sedimentarias, como por ejemplo capas ricas en pómez producen fuerte reflectividad. Un segundo caso es la presencia de diques o lavas basálticas dentro de la secuencia sísmica.
- g) Variación de las presiones de poros debido a los fluidos: este tipo de fenómenos causan fuertes reflectividades. De la misma manera una fuerte reflectividad en las fallas puede deberse a la presencia de fluidos.
- h) Formación de Gases Hidratados (gas hydrates): En algunas zonas de agua profunda, bajo el fondo del mar un fuerte reflector toma la forma exactamente paralela a la topografía, a unos 0.2 seg. de profundidad y puede aparecer cortando algunas secuencias primarias debido a la presencia de gases Hidratados, a cuya firma sísmica de este se lo denomina BSR (Bottom Smulating Reflector). Los Gases hidratados son sólidos cristalinos constituidos por una molécula de gas rodeada de algunas moléculas de Agua, y son similares en forma al hielo de agua y al hielo seco (CO<sub>2</sub>) pero con características diferentes. La mayoría de gases hidratados contiene



metano biogénico formado por la actividad biológica sobre sedimentos con contenido orgánico a bajas temperaturas. Comúnmente los gases hidratados se encuentran rellenando parcialmente los poros en las capas sedimentarias, a pesar de que se ha encontrado gas hidratado en forma masiva, tomando formas de nódulos, y ocasionalmente como finas venas o lentes. Los gases hidratados generalmente se concentran en sedimentos arenosos de alta porosidad y baja permeabilidad. La ocurrencia del BSR en la plataforma continental es bajo unos pocos de cientos de metros, y en las zonas árticas unos 1000 metros bajo el permafrost. En los perfiles de la campaña Amadeus se ha podido encontrar el BSR desde los 1.3 seg. (TWT), unos 200 m bajo el fondo del mar.

La limitación principal de esta herramienta es la profundidad de penetración, que en los perfiles Amadeus de este estudio, alcanza los 1.5 seg. (TWT), que corresponde a la zona del perfil sísmico en la que la información es mas clara. Esta profundidad de penetración depende de dos factores: de la profundidad del fondo del mar, y de su regularidad, determinando así la profundidad del primer múltiple sísmico. Este múltiple sísmico constituye el limitante para la interpretación geológica más profunda. El múltiple sísmico puede ser suprimido según los parámetros utilizados en la adquisición de los datos de sísmica. En el caso de la campaña SISTEUR se utiliza una fuente de energía de mayor potencia y adicionalmente el sistema multicanal con mayor número de canales que Amadeus.

Una ventaja de los datos de la campaña Amadeus es la resolución de las líneas sísmicas, la cual es mayor que la resolución de Sisteur, sin embargo la profundidad de penetración de Amadeus es menor que Sisteur. La resolución vertical de las líneas sísmicas determina la dificultad o la facilidad que prestan para poder definir en ellas las diferentes secuencias o interfases, siendo un efecto directo de la longitud de onda, ya que si la longitud de onda aumenta, la resolución disminuye. La resolución horizontal depende en una parte de el intervalo de disparo y en una parte la distancia entre los puntos de recepción, ya que a menor distancia mayor resolución. (Jones 1998)

Otros factores como la pendiente de las capas y la presencia de fallas o materiales caóticos influyen directamente en la claridad de la imagen sísmica.

### 3.2.2 FÁCIES SÍSMICAS SOBRE LOS PERFILES AMADEUS

Una secuencia sísmica es definida como una unidad deposicional que consiste de estratos que se encuentran genéticamente relacionados (Jones 1998). El límite de una secuencia deposicional se encuentra definida por inconformidades debido a la erosión o debido a periodos de no deposición, ambos manifestados como estructuras tipo onlap, downlap, toplap y la truncación, como se ilustra en la figura (Fig. 3.6).

a)

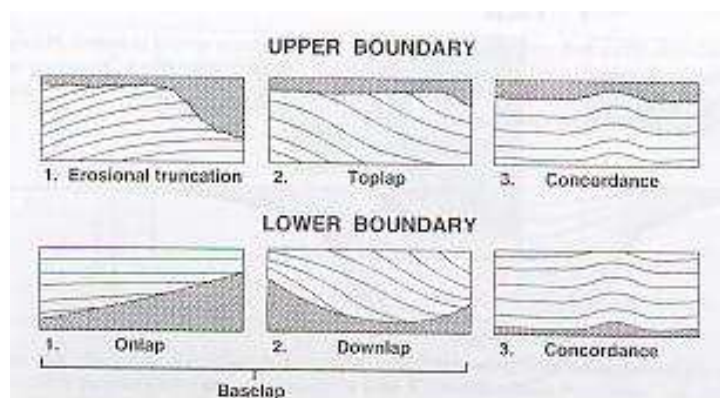
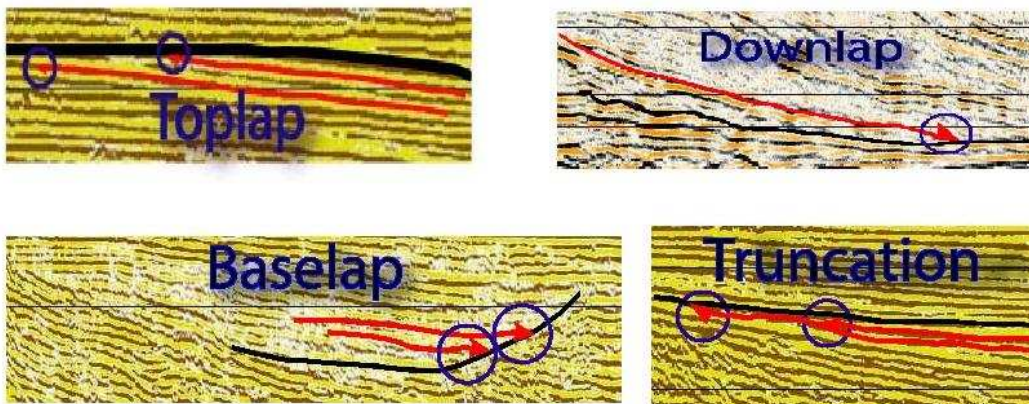


Figura 3.6: Geometría de los estratos en relación a los límites de secuencia

(a) ilustración de las estructuras con relación a los límites de secuencia, a partir de la sísmica de reflexión. ([www.strata.geol.sc.edu](http://www.strata.geol.sc.edu)); b) esquemas de las diferentes discordancias en límites de secuencia. (a partir de Mitchum 1977 en Jones 1999)

### 3.2.3 DATOS DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN DE LA CAMPAÑA AMADEUS

La campaña AMADEUS ha recogido los datos a lo largo de la fosa de Ecuador y el noroccidente de Colombia, las cuales corresponden a 82 líneas sísmicas denominadas como AMA 01 hasta AMA 82. El equipo de adquisición montado sobre el Atalante es llamado SISRAP (SISmic RAPid), el cual permite obtener datos a una velocidad de navegación de 10 nudos (10 millas náuticas por hora).

Para los fines de la campaña, se han utilizado dos configuraciones para la adquisición de los datos: una configuración principal denominada sísmica rápida y otra secundaria denominada sísmica de alta resolución o HR (AMA 66 a AMA 74).

#### 3.2.3.a Equipo y sistema de Adquisición de datos

El equipo utilizado como fuente consiste de dos cañones de aire SODERA – SSI, que se encuentran remolcadas por el buque a una distancia de 20 m a 5 metros bajo el mar en el caso de la sísmica rápida y a 3 m para la sísmica de alta resolución. La potencia de los disparos son suministrados por dos compresores que envían 185 pies<sup>3</sup> por minuto de aire, llenando las cámaras de los cañones con una presión de 140 bares, listas para disparar con intervalos mínimos de 8 seg. El sistema tiene un desfase entre la orden de disparo y el disparo real que introduce un desfase en la grabación de los datos de 0.05 segundos el cual no es corregido.

El receptor consiste de un disparador analógico que tiene una longitud total de 300 m, dividido en 6 segmentos activos de 50 m y con 48 hidrófonos cada uno, los cuales van arrastrados por el buque a una profundidad de 7 m. La totalidad del receptor tiene una longitud de 600 m. repartidos de la siguiente manera: 130m de

cable inicial, un cuerpo pesado de 20 m, un eliminador de impacto de 50 m, los 6 segmentos activos de 50m cada uno y una cola de 100m de largo. (Fig. 3.6)



Figura 3.7: configuración del receptor analógico utilizado para la recolección de Los datos de sismica de reflexión de la campaña Amadeus.

Una vez que se han recogido los datos analógicos del sistema de adquisición, entran primeramente a un preamplificador donde son filtrados y grabados con una tasa de 4 ms. y filtrando en 125 Hz para la sismica rápida y a una velocidad de 2 ms. y filtrando en 250 Hz para la sismica HR. Una característica importante, y para la ubicación de los perfiles de sismica se tienen los números de CDP,

Las especificaciones técnicas referentes al equipo y a los parámetros utilizados se encuentran sintetizados en la siguiente tabla (Tabla 3.1)

CARACTERISTICAS	Sísmica Rápida	Sísmica HR
Velocidad del buque	10 nudos	8 nudos
Intervalo de disparo	10 seg	6 seg
Distancia de disparo	50 m	25 m
Distancia entre trazas	50 m	50 m
Distancia entre CDP s	25 m	25 m
Desfase cercano	150 m	150 m
Desfase lejano	400 m	400 m
Primer CDP de la línea sísmica	-200m	-200m
Longitud de grabado	8 seg	8 seg
Frecuencia de muestreo	4 ms	2 ms
Profundidad de los cañones (emisor)	4 - 5 m	3 m
Profundidad de los cañones (receptor)	7 m	3 m
Presión	140 bar	140 bar

Tabla 3.1: Principales características técnicas del equipo de adquisición de datos sísmicos

### 3.2.3.b Procesamiento de los Datos:

Básicamente todas las líneas han recibido un mismo procedimiento de filtrado con el fin de obtener datos de una mayor calidad. Durante la experiencia, se ha observado que algunos procedimientos muy básicos y simples pueden mejorar la calidad y la utilidad de las secciones sísmicas considerablemente, como es el caso de los ambientes turbidíticos, en cuencas estratificadas, donde la penetración de la señal alcanza los 1.5 seg. (TWT) lo cual equivale a unos 1500 metros en esta zona.

La adquisición de los datos de geofísica es en formato SEG – Y, los cuales son transformados posteriormente a formato S.U. (Seismic Unix) para su procesamiento. Posteriormente se numera cada una de las líneas sísmicas con su respectivo CDP, el cual se obtiene con la fórmula:

$$CDP\ nb = 5 + 2\ Shot\ nb - Trace\ nb$$

donde: *CDP nb* Es el número correspondiente al CDP (common deep point)

*Shot nb* número de disparo

*Trace nb* número de sección activa

Posteriormente se procede a filtrar los datos:

Primeramente se aplica a los datos un proceso de deconvolución predictiva, el cual es aplicado como una técnica de reducción del efecto filtro de la tierra en los datos de geofísica (Robinson y Coruh 1988), comprimiendo las microondas recibidas en impulsos mas cortos que se asemejen más a los impulsos explosivos iniciales, además de cambiar algunas microondas que han sido reflejadas y otras refractadas. Este procedimiento de deconvolución se logra por medio de la utilización de un filtrado de tipo Wiener

El siguiente paso es la aplicación de un filtro de tipo Butterworth pasa bajos después de la deconvolución, y en algunas líneas ruidosas fue necesario el aplicar este filtro antes y después de la deconvolución. Se han aplicado filtros

pasa bajos de 17 Hz y filtros pasa altos de 55 – 85 Hz en la sísmica rápida, mientras que para la sísmica HR el filtro pasa altos es 120Hz.

Posteriormente se ha aplicado correcciones de tipo NMO, el cual corresponde a un proceso de migración de la respuesta sísmica del fondo del mar de tal manera que se pueda disminuir el efecto de las hipérbolas. Para realizar esta migración es necesario obtener un modelo de velocidades Standard a través del agua.

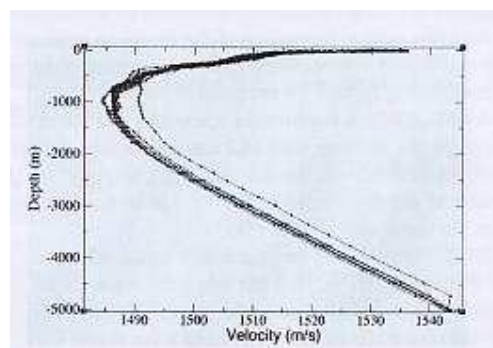


Figura 3.8 Modelo de velocidades de las ondas sísmicas en el agua, utilizado para el tratamiento de los datos de sísmica (Collot 2005)

Finalmente se aplica un procedimiento para la atenuación de los reflectores múltiples que aparecen en cada línea sísmica.

### 3.2.4 PERFILES DE SÍSMICA DE LA CAMPAÑA SISTEUR

La sísmica de la campaña SISTEUR, a diferencia de Amadeus es de tipo Gran Ángulo (Wide - Angle seismic reflection). El principio de este tipo de sísmica es colocar dos receptores fijos y una fuente sísmica móvil. La ventaja de este tipo de configuración es que se pueden alcanzar mayores distancias entre el receptor y la fuente de tal manera que se puedan registrar las ondas que se propagan a mayores profundidades en la corteza y el manto superior (Marcaillou 2001). Los perfiles de esta campaña alcanzan una mayor penetración crustal que Amadeus, pero tienen una menor resolución.

El sistema de adquisición de datos consta de un dispositivo de 8 cañones de 16 litros cada uno. El barco los remolca a una profundidad de 25 – 30 mbnm a una velocidad de 4 nudos, mas lenta que la sísmica de Amadeus. De esta manera se puede obtener un disparo cada 125 m.

### **3.3 SÍSMICA 3.5 KHZ: SUB – BOTTOM PROFILER (SBP)**

El sub – bottom profiler (SBP) es una técnica de sísmica superficial que sirve para la recolección de datos acústicos de los sedimentos mas recientes, en este caso utilizados para el estudio del fondo marino. Su nombre se debe a la frecuencia que utiliza, correspondiente a 3.5 kHz. La sísmica de 3.5 kHz nos da una imagen de alta resolución muy útil para la identificación de las estructuras tectónicas activas, y para el estudio de los procesos sedimentarios relacionados con estas.

#### **3.3.1 DATOS DE SBP DE LA CAMPAÑA AMADEUS Y ESMERALDAS**

En este estudio se ha utilizado los datos obtenidos por la campana Amadeus, la cual tiene una profundidad de penetración de 150 m con una resolución de menos de 1 m. El sistema de adquisición de datos del subsuelo (Sub-Botton Profiler) que se encuentra montado sobre el atalante es el Raytheon PTR, controlado por el sistema computarizado Cheops. Este sistema de adquisición logra una resolución de 16 bits para los datos obtenidos del fondo marino.

Los datos son almacenados por un sistema llamado Archeops ligado a Cheops, en forma de archivos con formato SEG-Y, el cual es muy común para el almacenamiento de datos de geofísica. Este tipo de datos proporcionan información sobre la posición geográfica, la fecha de adquisición de cada una de las trazas, los puntos por traza la tasa de muestreo y principalmente el tiempo.

La impresión de los datos se realiza en tiempo real, donde el desplazamiento del papel depende de la velocidad del barco para la recolección de los datos. La

escala de los perfiles para esta cruzada ha sido afinada horizontalmente en 2 cm / km y verticalmente en 8 cm / 150 m (exageración vertical 26)

A diferencia de los datos obtenidos de Sísmica 3.5 khz de la campaña Amadeus, los datos de la campaña Esmeraldas tienen una mayor resolución. Esta característica de los registros se debe a la menor velocidad a la cual navega el barco mientras se encuentra recolectando los datos. En este caso el buque recorre unos 1 km por cada diez minutos de recolección de datos, mientras que en la campaña Amadeus la velocidad es de 3 km por cada diez minutos.

### **3.3.2 PROCESAMIENTO DE LOS DATOS SBP:**

El sistema de adquisición de datos Cheops puede dar lugar a dos tipos de archivos como son Elics y SEG – Y. En este caso se utiliza los datos de tipo SEG – Y, ya que pueden ser procesados por software Seismic Unix (SU) bajo la plataforma Linux. Los archivos SEG-Y deben ser convertidos en archivos SU.

Con la ayuda del programa GMT es posible cartografiar la ruta del buque con marcas del tiempo en horas y minutos para la identificación de los rasgos.

### **3.3.3 FÁCIAS SÍSMICAS DEL SBP**

Para la caracterización de los rasgos asociados al cañón submarino, por medio del penetrador de sedimentos (SBP) se ha identificado las facies sísmicas de acuerdo a sus características acústicas. Las imágenes obtenidas se las ha clasificado en 4 facies caracterizadas a continuación:

- a) Facie estratificada: muestra fuertes reflectores intercalados por zonas muy homogéneas. Estos reflectores generalmente se encuentran paralelos entre sí, y son paralelos al fondo marino el cual se muestra muy plano y regular. Se puede observar este tipo de facie limitada por un relieve



- preexistente, es decir como un relleno (Inf. Camp. Amadeus 2005) (Fig. 3.9 a y b)
- b) **Facie densa:** generalmente se reconocen debajo de un fondo marino plano el cual presenta una fuerte reflectividad. No es posible observar estructuras internas sino una facie homogénea. Atribuida a depósitos superficiales de grano más grueso. (Fig. 3.9 c)
- c) **Facie hiperbólica:** No es posible reconocer el fondo marino, sino que se observan varias hipérbolas muy confusas. Generalmente aparecen asociadas a fuertes pendientes y a materiales con muy caóticas. (Fig. 3.9 d)
- d) **Facie caótica:** facie que muestran ruido sísmico en su interior, limitadas al tope por un fondo marino muy bien identificable y reflectivo pero muy irregular. (Fig. 3.9 e)

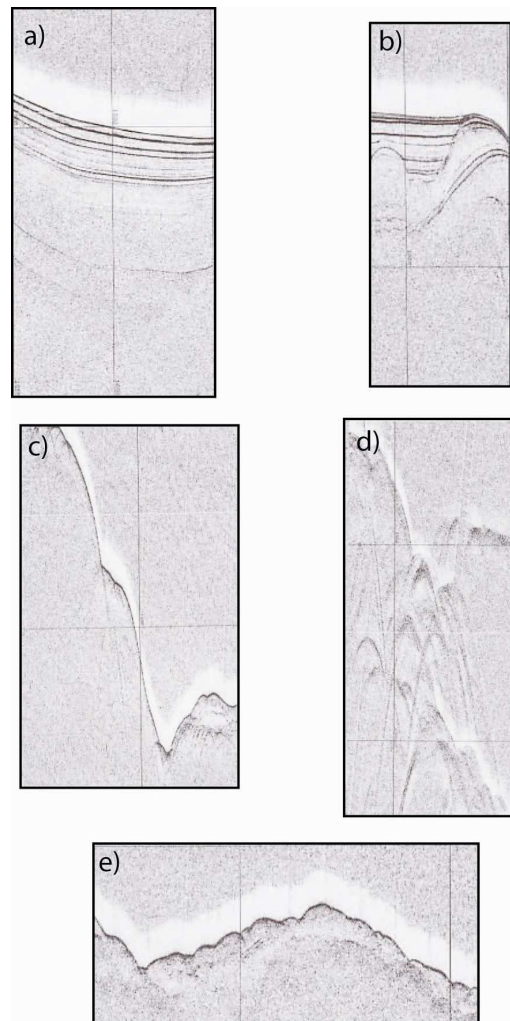


Figura 3.9: Facies sísmicas Reconocidas sobre los datos del penetrados de sedimentos.

## **CAPITULO 4: ANÁLISIS MORFOLÓGICO ESTRUCTURAL DEL CAÑÓN ESMERALDAS Y SUS BORDES**

### **4.1. ANÁLISIS MORFOLÓGICO**

#### **4.1.1 INTRODUCCIÓN**

El cañón submarino de Esmeraldas inicia con su cabecera socavada profundamente en la plataforma de Esmeraldas; en su parte media erosiona el límite de la cuenca de antearco de Manglares para desembocar cortando el frente de deformación. (Fig. 4.1.1)

Considerando el marco regional, cerca de la latitud 1° 30' N en el margen de Ecuador – Colombia, la plataforma muestra un contraste de morfología muy pronunciado, a cada lado del cañón Esmeraldas (Gutscher, 1999). Hacia el lado sur del cañón la plataforma se muestra muy somera, con profundidades menores a los 100 m. y muy ancha, con alrededor de 50 km de plataforma (Collot et al. 2004), además de un segmento de costa levantada, evidenciada por las terrazas submarinas de edad cuaternaria (Pedoja 2003). Hacia el norte del cañón Esmeraldas, el margen esta caracterizado por una plataforma muy estrecha de apenas 10 – 20 km, seguida por una entrante morfológica muy marcada de unos 80 km. de ancho, que alcanza una profundidad de 800 – 1000 m que constituye una gran cuenca de antearco denominada cuenca de Manglares. (Fig. 4.1.1). (Collot 2004)

A partir de los datos de batimetría multi – haz de la Campaña Amadeus, se ha elaborado un mapa batimétrico de alta resolución con curvas de nivel por cada 25 m (Fig. 4.1.2).

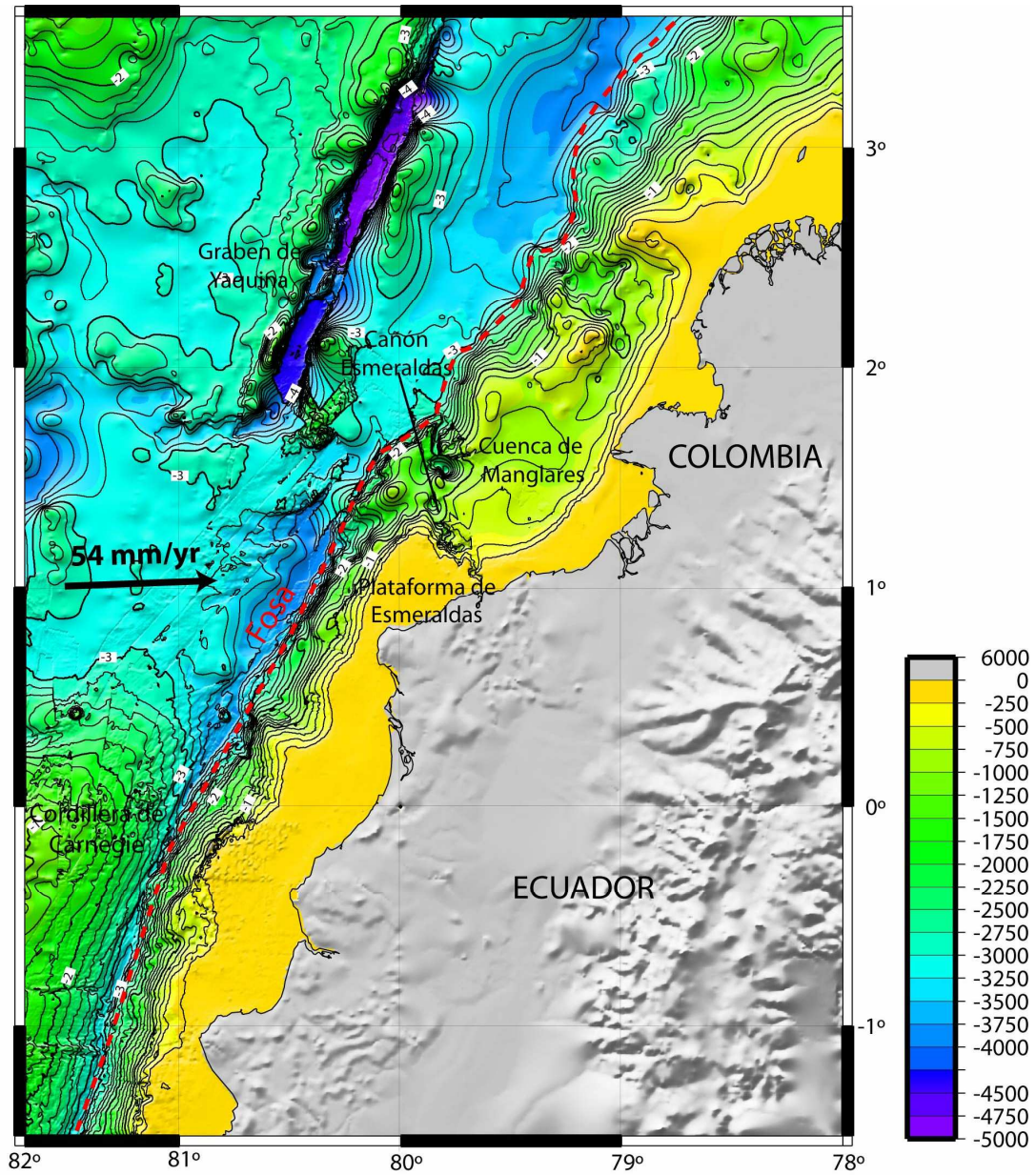
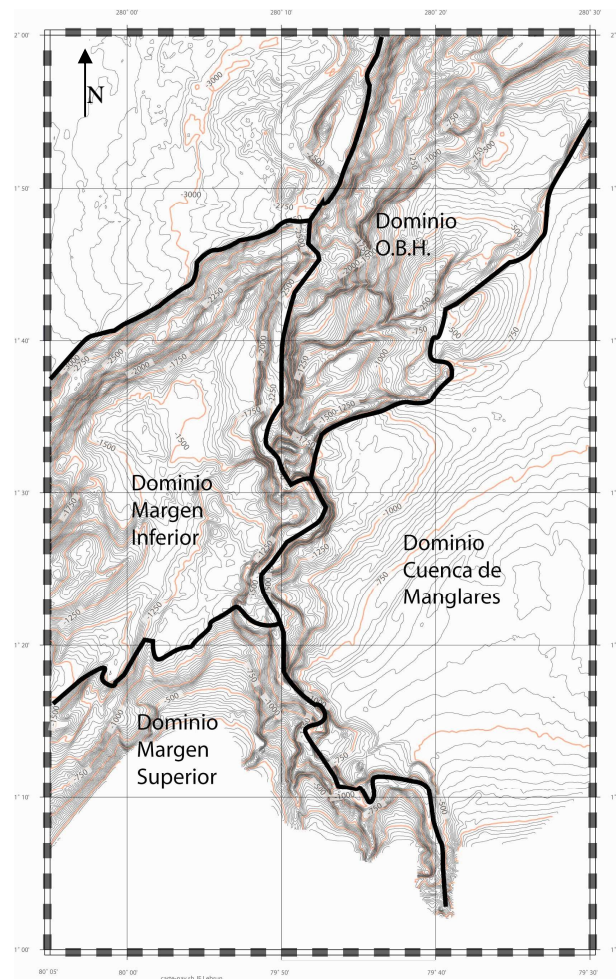


Figura 4.1.1: Dominio Continental y oceánico del noroeste de Ecuador y Suroeste de Colombia. Principales rasgos morfológicos: Al NE del cañón de Esmeraldas la gran cuenca de manglares, y al SW del cañón la amplia plataforma de Esmeraldas (modificado de Collot et al., 2004).



**Figura 4.1.3: Dominios morfológicos de la zona de estudio.**

La zona de estudio ha sido dividida en 4 dominios morfológicos a gran escala. Cada dominio presenta un patrón morfológico particular, así diferenciándose en cuatro (Fig. 4.1.3). a) **Dominio Margen Superior**, que corresponde a la plataforma de Esmeraldas, limitado en el este por el cañón Esmeraldas y hacia el norte por un quiebre de pendiente brusco, que lo separa del dominio siguiente. b) **Dominio Margen Inferior** limitado al sur por el dominio Margen Superior y al norte por el frente de deformación. Caracterizado por una morfología accidentada. c) **Dominio Cuenca de Manglares** corresponde a la parte este de la Cuenca de Manglares (Collot et al. 2002). Este dominio esta limitado al oeste por el cañón Esmeraldas y en su parte norte por el cañón de Ancón, d) **El Dominio OBH** (Ocean Basement High). Trabajos anteriores han denominado esta zona como

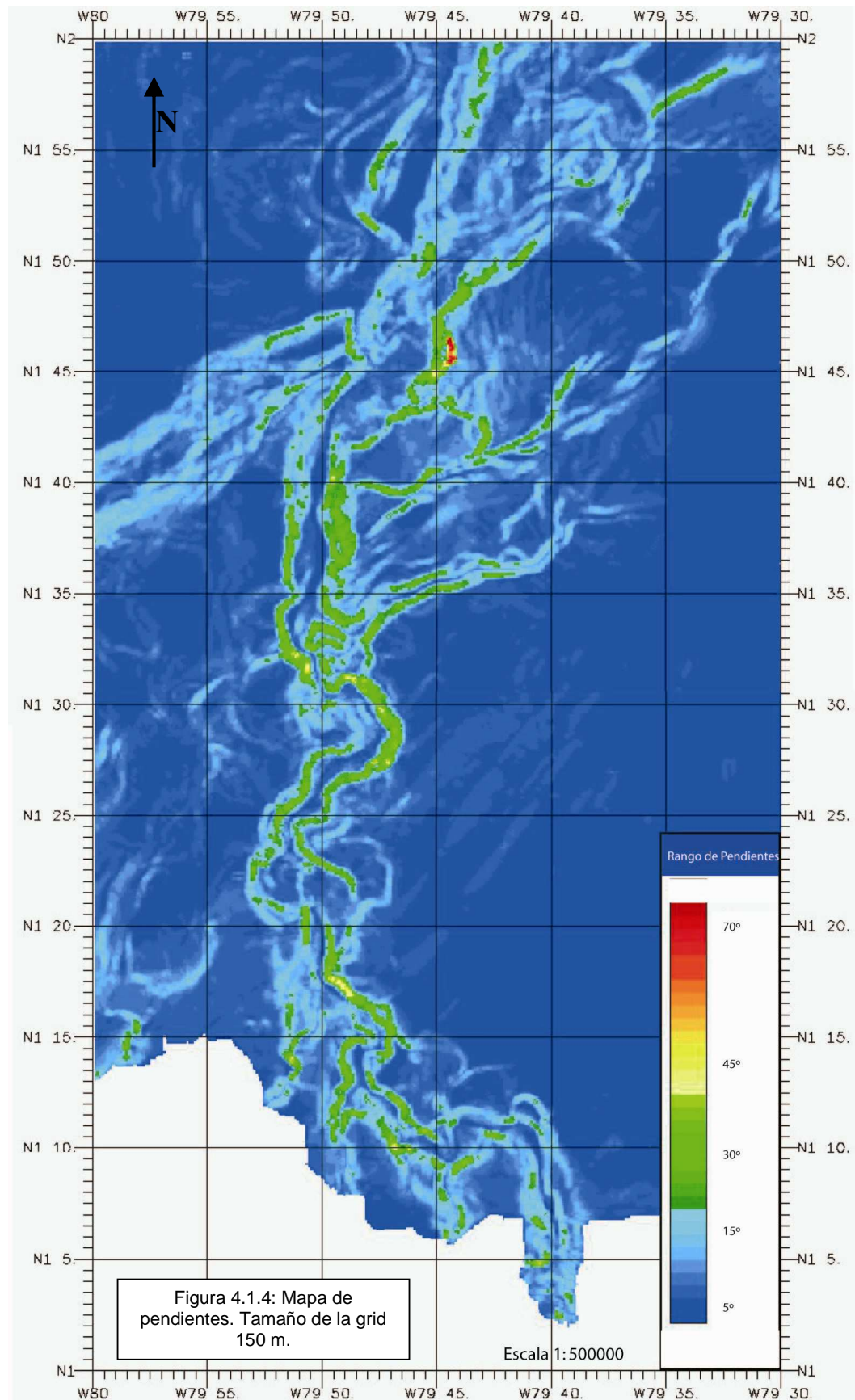
OBH por la existencia de un desfase vertical a nivel de basamento, provocado por la acción de algunas fallas profundas. (Collot et al 2004). Limitado al sur por el cañón de Ancón y al norte por el frente de formación. Muestra una morfología abrupta cuyas características serán mejor explicadas mas adelante.

#### 4.1.2 EL BORDE ESTE DEL CAÑÓN

El borde este del cañón submarino comprende los dominios Cuenca de Manglares y OBH. Sobre el **Dominio Cuenca de Manglares**, el borde oeste de la cuenca de antearco de Manglares, tiene una morfología generalmente muy regular, donde se muestran curvas de nivel paralelas y regulares (Fig. 4.1.2). Hacia la parte proximal del cañón, la tendencia de las curvas de nivel es este – oeste, es decir perpendiculares al cañón; en la parte media del cañón las curvas de nivel tienen una dirección noreste – suroeste pero quedan perpendiculares a su trayectoria que cambia hacia el NO. Las pendientes registradas sobre este borde son bastante suaves, con rangos entre 0 y 5°. Hacia la parte central del borde existe una zona muy plana con pendientes casi de 0° (Fig. 4.1.4).

La regularidad de este borde del cañón es cortada hacia la latitud 1° 34' N por el cañón de Ancón, el cual marca su limite norte (Fig.. 4.1.2). En algunos sectores las curvas de nivel muestran formas que pueden corresponder a pequeños arroyos submarinos que corren en dirección noroeste. Estos arroyos pueden ser observados en la imagen de backscatter (Fig. 4.1.5) como pequeños lineamientos en tonos de grises mas claros.

Al lado Norte del cañón de Ancón y hasta el frente de deformación, se ha limitado el segundo dominio OBH, el cual presenta una morfología con formas muy complicadas. Corresponden a algunas lomas alineadas en dirección noreste y acantilados con pendientes muy fuertes cortados en forma de escarpes semicirculares. Hacia la parte media - norte de este dominio, se puede notar una batimetría muy somera que llega profundidades menores a 500 metros



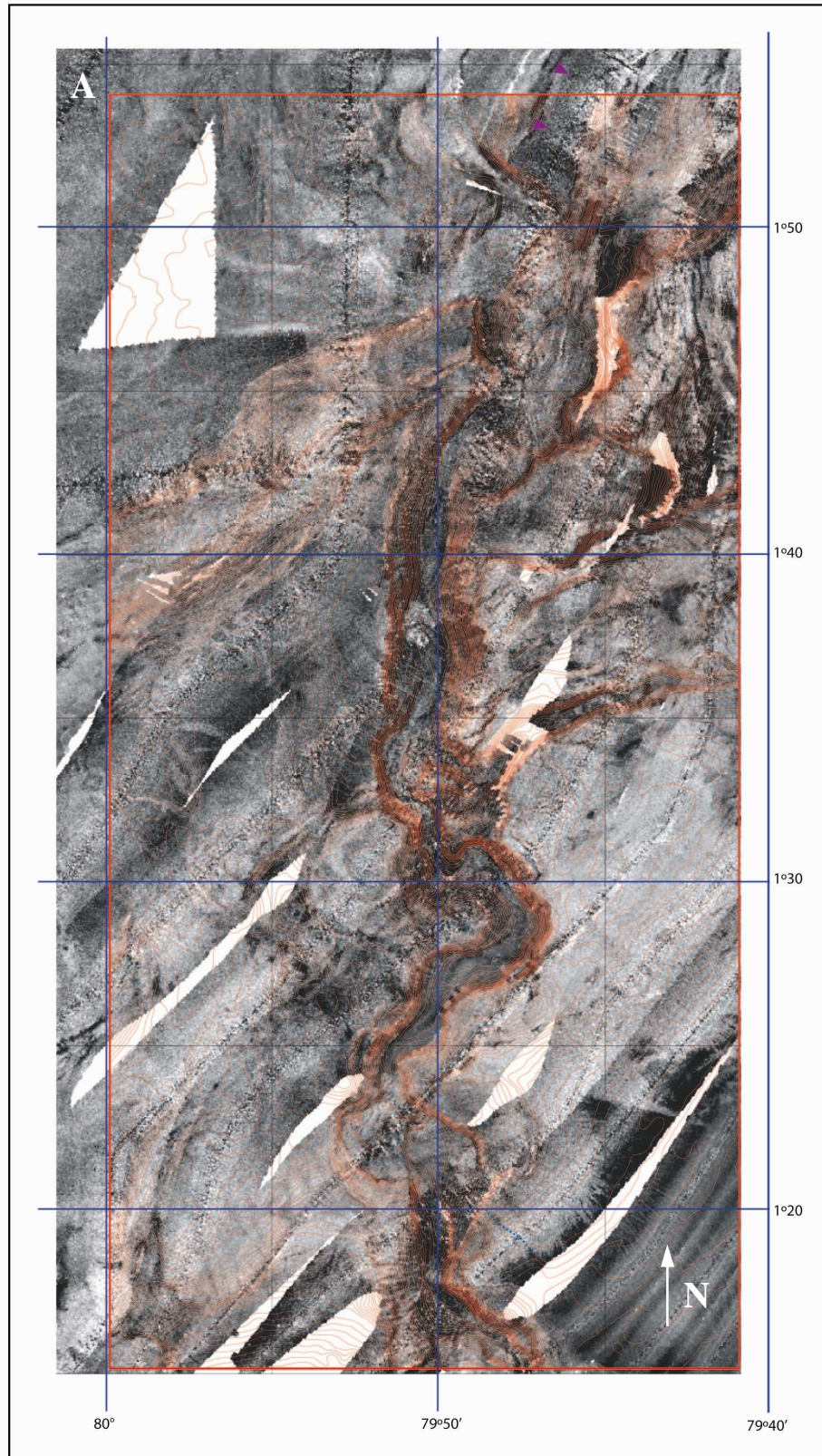


Figura 4.1.5a: Imagen Backscatter sobre el cañón Esmeraldas, y su correlación con la batimetría. donde se observa las tonalidades oscuras a lo largo del cauce del cañón, algunas zonas muestran texturas caóticas dentro de algunas curvas de nivel que muestran formas circulares curvas de nivel cada 25 m.

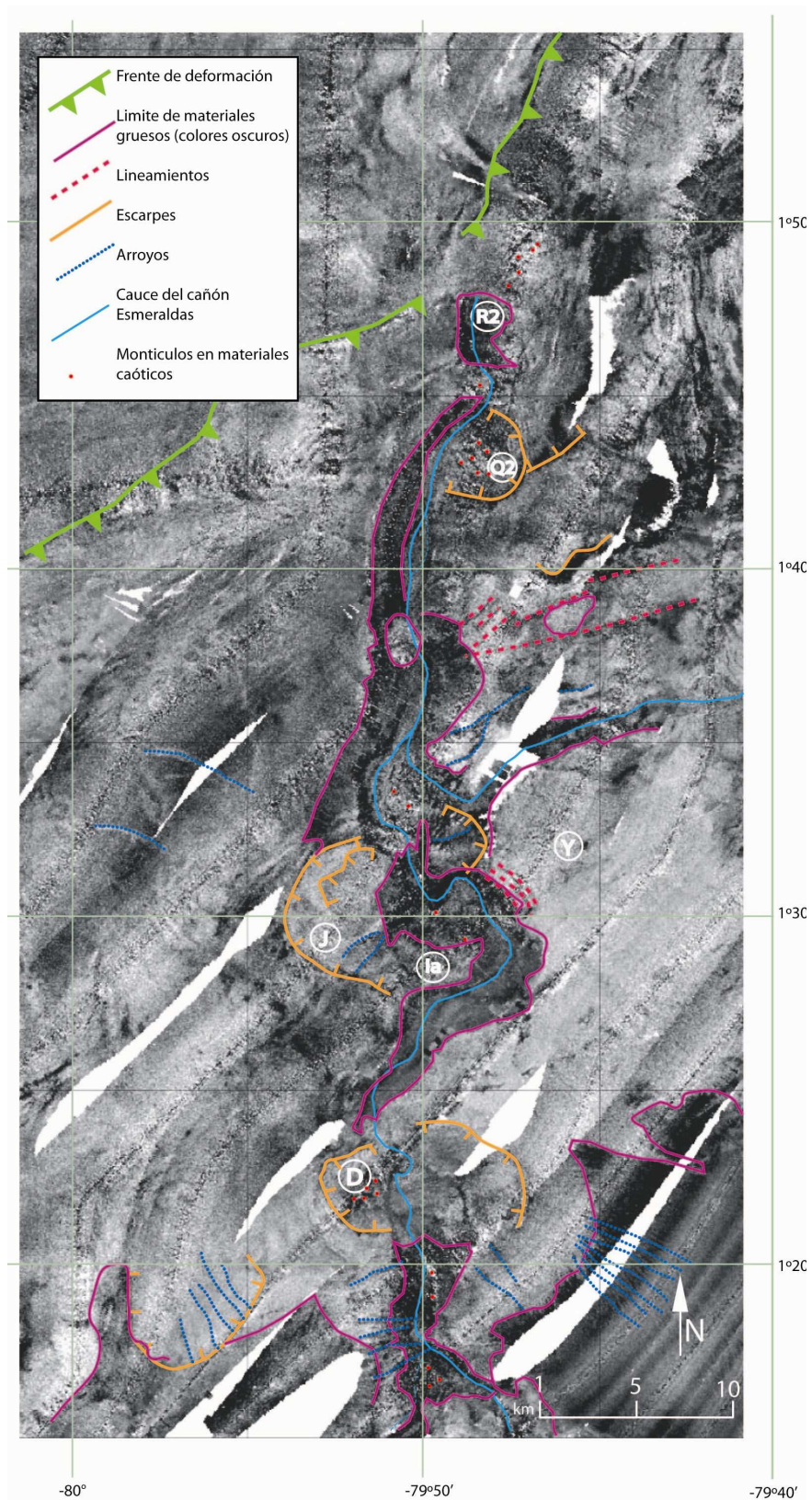


Figura 4.1.5b: Imagen Backscatter. Interpretación de la imagen tomando en cuenta sus cambios de textura y tonalidades.  
 (Imagen a partir de la campaña Amadeus 2005)



### 4.1.3 EL BORDE OESTE DEL CAÑÓN

A diferencia del borde este, la morfología del borde oeste se presenta muy irregular (Fig. 4.1.2), con pendientes en los rangos de 5 –25° (Fig. 4.1.4). En la parte sur del borde, el primer dominio se lo ha denominado **Margen Superior**, caracterizado por una morfología regular con curvas de nivel regionalmente paralelas al curso del cañón y con pendientes entre los 8 – 10°, que corresponden al flanco de la plataforma de Esmeraldas. La morfología muestra algunas formas semicirculares que truncan el flanco de la plataforma, con pendientes fuertes que alcanzan los 25°.

Hacia el noroeste se encuentra el dominio **Margen Inferior** (Fig. 4.1.3), con una morfología más irregular que hacia el borde sur del cañón submarino. Este dominio se extiende desde el pie de la plataforma de Esmeraldas hasta el frente de deformación a 3500 m de profundidad, y se muestra como una gran planicie, con pendientes casi nulas, que en su interior albergan montículos con alturas que alcanzan los 1650 mbnm. Este patrón irregular se mantiene durante todo el trayecto del cañón submarino por unos 30 km.

### 4.1.4 MORFOLOGÍA DEL CAÑÓN ESMERALDAS:

El curso del cañón Esmeraldas tiene un rumbo general norte sur, pero localmente y con mayor detalle se puede observar cambios muy claros en él, por lo que, con el fin de su estudio, ha sido necesario dividirlo en dos segmentos: un Segmento A con una dirección NW - SE y un segmento B con dirección N - S (Fig. 4.1.2). Esta división se ha basado tomando en cuenta su dirección y principalmente la relación del cañón submarino con las características morfológicas de sus bordes.

#### 4.1.4.1 El segmento A (SA en Fig. 4.1.2)

El **Segmento A** más proximal a la costa denominado también Segmento Superior, se inicia en la cabecera del cañón a poco menos de 10 m bajo el nivel

del mar (Fig. 4.1.6), sobre la plataforma de Esmeraldas, que en dicha zona se caracteriza por sus pendientes entre los 6° y 10' (Fig. 4.1.4), para luego adentrarse por el borde de la cuenca de Manglares. El segmento A tiene una longitud de 41 km entre las latitudes 1° N y 1° 18' N, dentro de los cuales erosiona verticalmente un máximo de 600 m (latitud 1° 18'N).

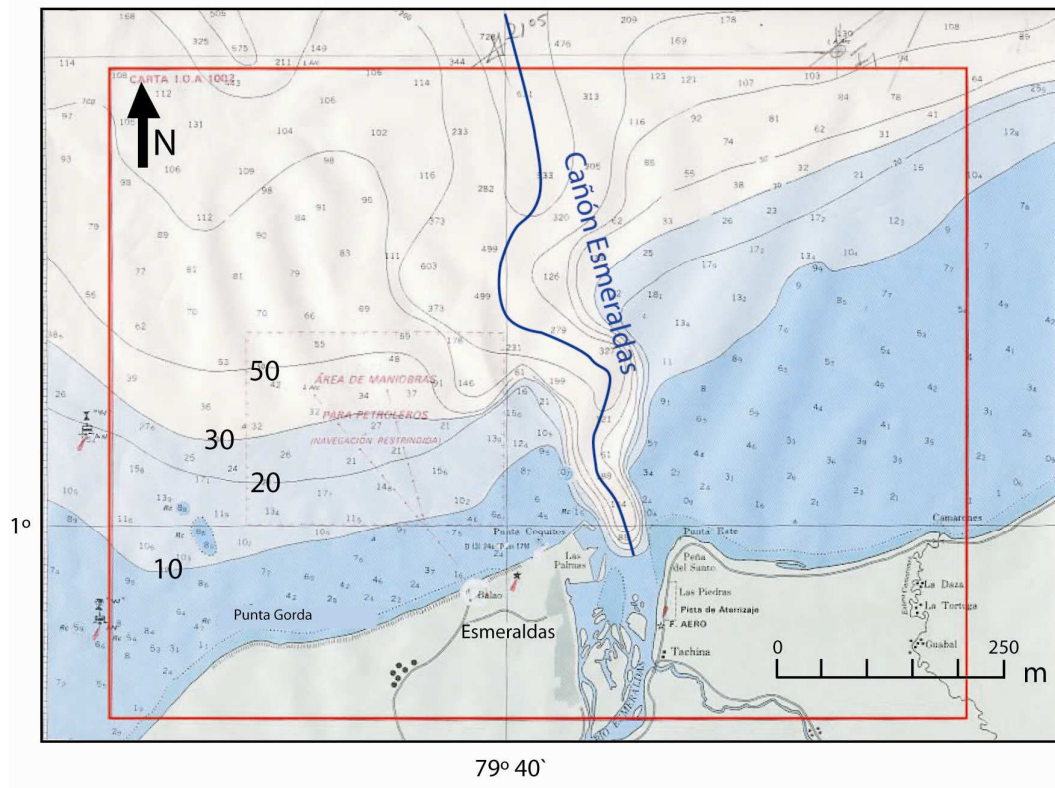


Figura 4.1.6: mapa batimétrico de la cabecera del cañón Esmeraldas. Se debe notar que el cañón submarino empieza su socavamiento a penas a los 10 m de profundidad a continuación de la desembocadura del Río Esmeraldas. (modificado de INOCAR 1984)

Tomando en cuenta su rumbo, y la variación morfológica que existe en este segmento se ha dividido en dos subsegmentos descritos a continuación (Fig. 4.1.2)

- a) **Sub - segmento 1 (SA1):** se encuentra sobre la prolongación del Río Esmeraldas desde una profundidad somera de 10 mbnm en la embocadura del río Esmeraldas, hasta alcanzar los 820 mbnm en su parte norte (Fig. 4.1.6). Caracterizado por su tendencia rectilínea en dirección Norte,

formando el lineamiento principal L1, con una longitud de 16 km. Este subsegmento sigue un rumbo normal, es decir que sobre el mapa batimétrico se observa una trayectoria perpendicular a las curvas de nivel regionales. Se puede interpretar como un sistema normal de erosión y de transferencia de sedimentos a través de una pendiente submarina.

En este subsegmento el cañón de Esmeraldas ha erosionado una profundidad máxima de 420 m como se observa en la latitud  $1^{\circ} 10' N$ , donde la erosión inicia en los 400 mbnm y termina en el fondo del cañón en los 820 mbnm (Fig. 4.1.6). Los flancos de este subsegmento, tanto Este como Oeste son bastante similares en su pendiente, que alcanza los  $15^{\circ}$ , (Fig. 4.1.4) como en su altura máxima, por lo que se los considera muy regulares.

El perfil batimétrico transversal *PA* (Fig. 4.1.7 y 4.1.8) corta la parte inicial del subsegmento, en el que se puede ver claramente la regularidad de los flancos del cañón sin mayor perturbación morfológica, más que una pequeña plataforma en el flanco este. En este segmento inicial del cañón, la sección transversal muestra una forma muy característica en V del cañón Esmeraldas, sugiriendo que el cañón se encuentra activamente erosionando el margen.

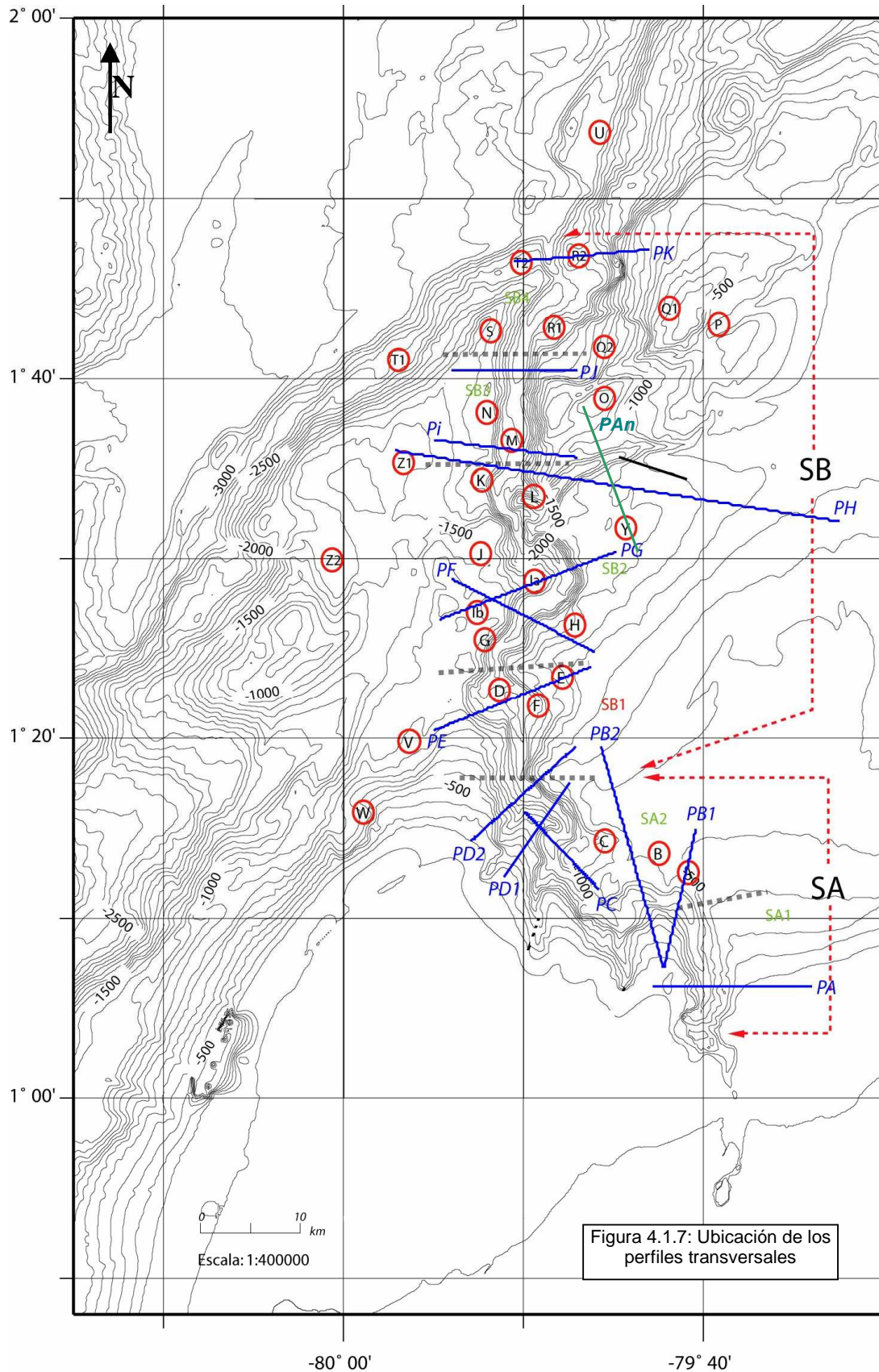
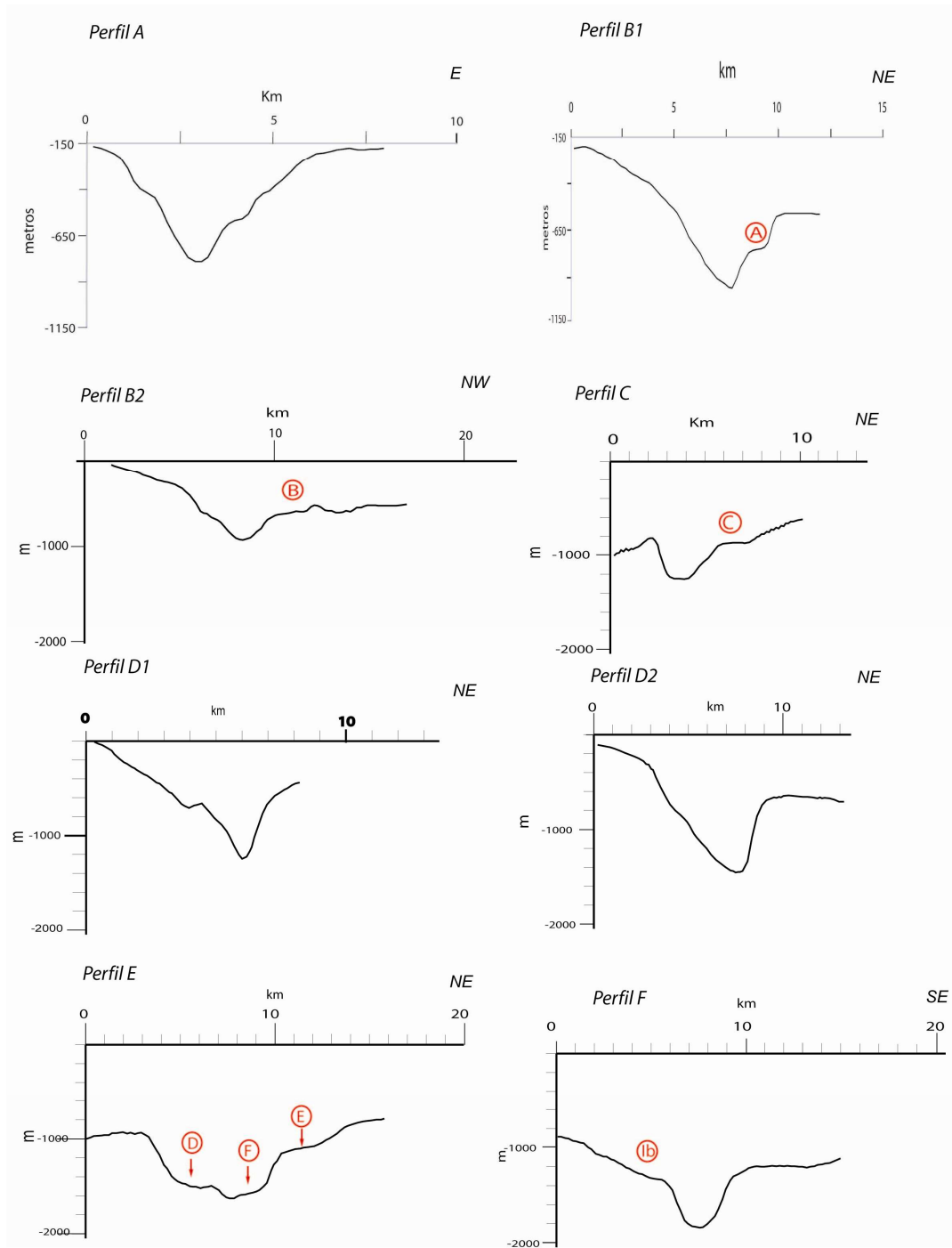


Figura 4.1.7: Ubicación de los perfiles transversales



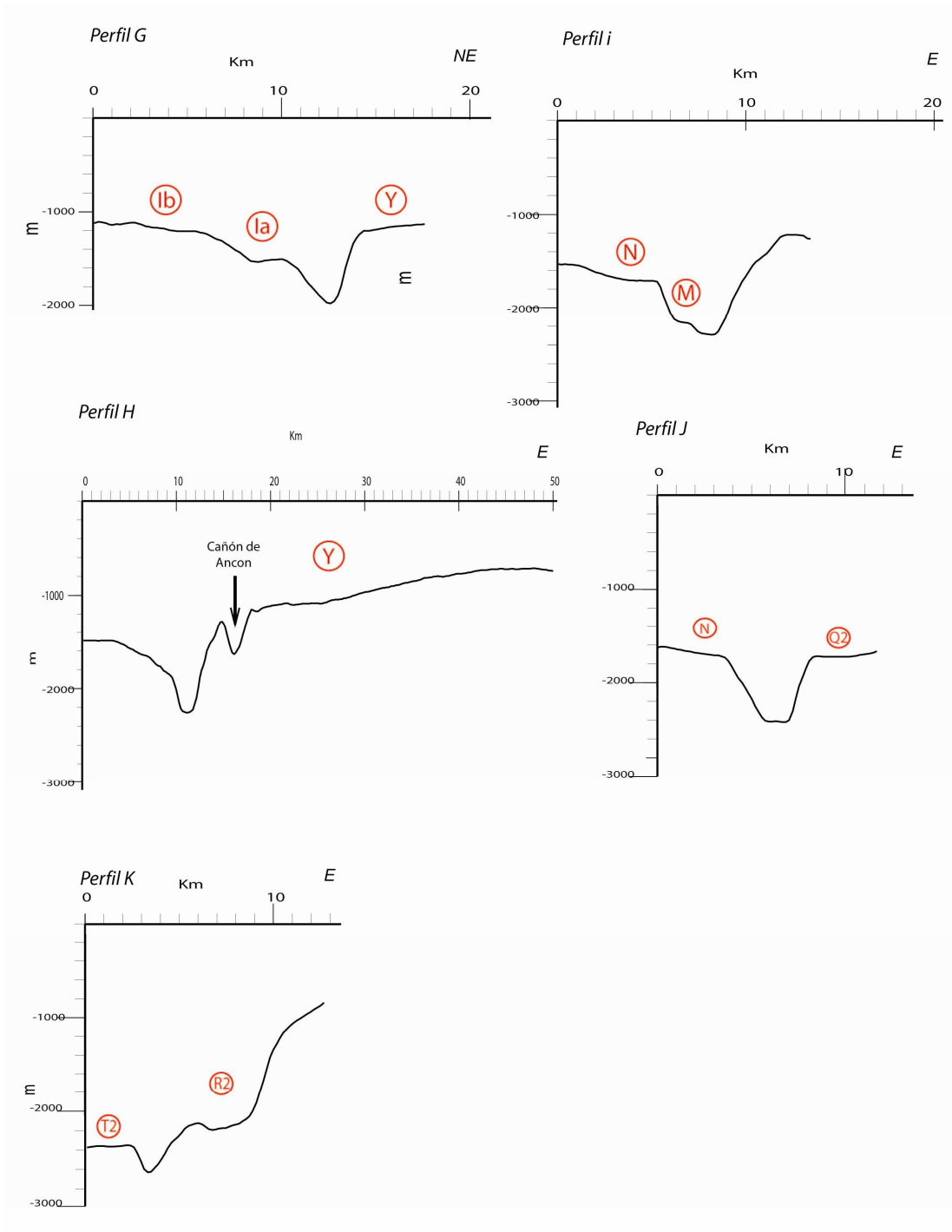


Figura 4.1.8: Perfiles transversales a lo largo del Cañón Esmeraldas.

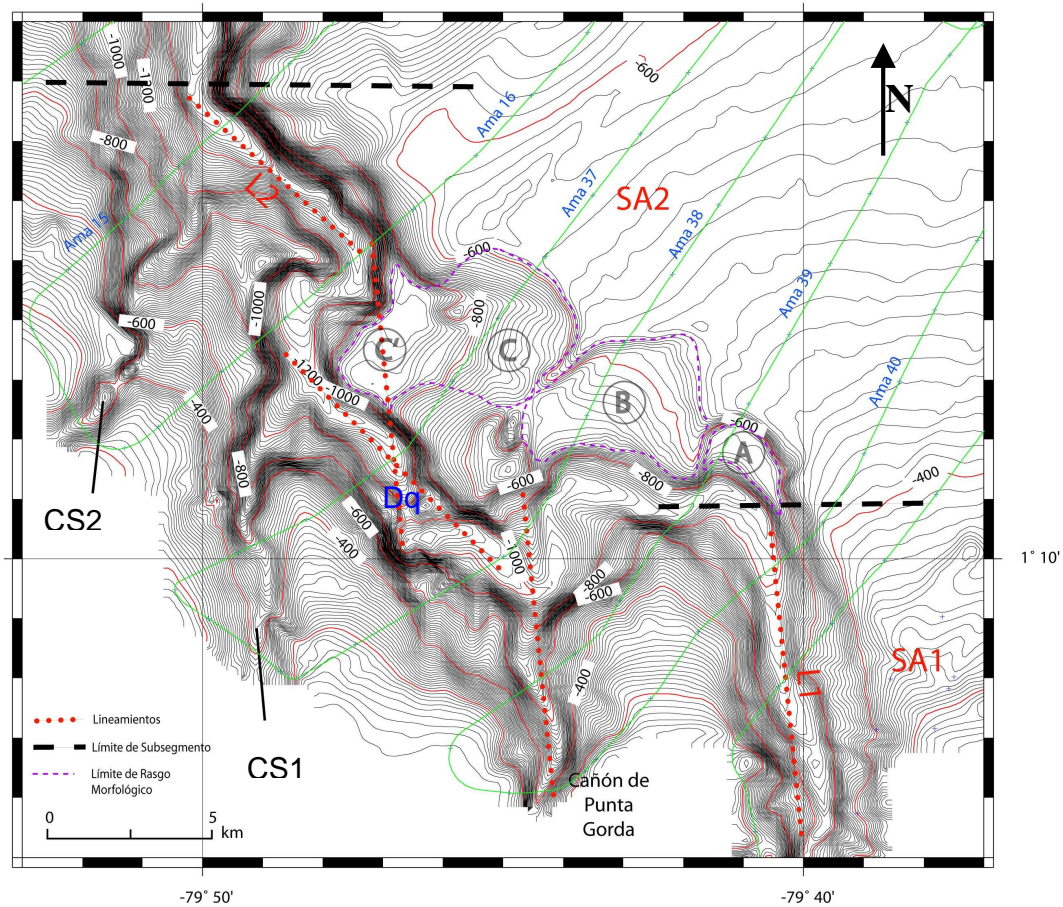


Figura 4.1.9: Mapa batimétrico ampliado Segmento A. Curvas de nivel por cada 10 m. A, B, C, son los rasgos morfológicos. SA1, SA2 son los subsegmentos del segmento A. L1 (casi N-S) y L2 (NW-SE) son dos de los lineamientos principales encontrados a lo largo del cañón. C1 y C2 son cañones submarinos secundarios

- b) El Subsegmento SA2 (Fig. 4.1.9): caracterizado por su trayectoria sinuosa, con dos principales direcciones: una dirección inicial casi N – E a lo largo de 12 km, paralela a la tendencia de las curvas de nivel regionales terminando el subsegmento con una dirección NW – SE. A diferencia del SA1, los flancos del SA2 son diferentes: hacia el flanco sur se puede observar una pendiente fuerte de unos  $30^{\circ}$  mientras que hacia el flanco norte la pendiente se vuelve suave con valores entre  $8$  y  $12^{\circ}$  (Fig. 4.1.4 ).

A lo largo de este subsegmento, sobre la plataforma de Esmeraldas se desarrollan pequeños cañones secundarios de dirección norte - sur o a

la trayectoria de SA2, pero muy paralelos a SA1. Estos cañones limitan de lado y lado las formas irregulares en forma de lenguas formadas sobre el borde de la plataforma de Esmeraldas. Se ha denominado a los cañones secundarios de este a oeste: El cañon de Punta Gorda de unos 10km, CS1 de unos 7 km de largo y CS2 de unos 10 km (Fig. 4.1.9). El cañón de Punta Gorda (Fig. 4.1.9), tiene el rumbo del lineamiento principal L1. Este cañón continúa el lineamiento cruzando el cañón de Esmeraldas, con una cuchilla y una loma hacia el flanco N del SA2, entre los rasgos morfológicos B y C. Adicionalmente en esta ubicación, a la latitud 1°11' el cauce del cañón Esmeraldas cambia bruscamente de una dirección E – W a una dirección N – S, sugiriendo el paso de una falla y que posiblemente controla el cauce del cañón. El paralelismo de los cañones secundarios puede reforzar esta hipótesis.

El borde norte del subsegmento SA2 alberga tres grandes plataformas planas dentro de sus escarpes semicirculares (A, B y C en Fig. 4.1.2 y 4.1.9), con curvas de nivel paralelas al flanco del cañón relacionándolas directamente a la influencia de este, como posibles meandros abandonados o deslizamientos. Estas plataformas se separan de la superficie de la cuenca de Manglares por pendientes de 10 a 15 ° (Fig. 4.1.4)

Hacia la parte media del SA2, donde el cañón cambia de curso sobre la latitud 1°11', la morfología se muestra irregular sobre el fondo del cañón. Morfológicamente parece ser un derrumbe (dq en Fig. 4.1.9) el que posiblemente interrumpe el cauce del cañón, a manera de dique natural que lo represa.

La plataforma A (Fig. 4.1.9) se ubica en los 650 mbnm, 200 m sobre el fondo del cañón y 150 m bajo el fondo del mar de la cuenca de manglares. El perfil transversal B1 (Fig. 4.1.8), muestra este rasgo morfológico, como una planicie que interrumpe la pendiente del flanco norte. Morfológicamente este rasgo puede corresponder a una terraza submarina.



Los rasgos morfológicos B y C son plataformas de dimensiones kilométricas de forma muy plana, inclinadas con suaves y regulares pendientes, albergados dentro de escapes en forma de media lunas (Fig. 4.1.9) El rasgo B se encuentra a una profundidad de 700 m bnm, muestra una sección bastante plana (perfil B2 Fig. 4.1.8) y su base esta a la misma altura que la plataforma A. Mientras que el rasgo C muestra dos partes: C y C', donde C' tiene una morfología plana y muy horizontal (perfil C Fig. 4.1.8), y se puede sugerir que se trata de una terraza depositada al pie de un deslizamiento, que corresponde al rasgo C. Esta posible terraza se encuentra a una profundidad de 900 m bnm, es decir 200 m más abajo que la base del rasgo B.

Hacia la parte mas norteña de SA2, el cañón submarino toma una forma rectilínea en dirección casi NW, marcando una dirección preferencial denominada lineamiento L2 (Fig. 4.1.9). En este tramo del subsegmento se forma un escarpe de unos 8 km de largo con una fuerte pendiente en el rango de 30°, y una zona donde se alcanzan pendientes de 45° (Fig. 4.1.4). En la imagen de backscatter este tramo refleja tonalidades oscuras casi de color negro, mostrando la fuerte pendiente y/o la dureza de los materiales (Fig. 4.1.5).

#### **4.1.4.2 El segmento B (SB en Fig. 4.4.2)**

El **Segmento B** se extiende desde la latitud 1° 18'N hasta el frente de deformación al pie del margen a una latitud de 1° 48'N. Su tendencia general es N – S, la profundidad del cauce varía entre los 1450 m hasta los 2450 m bnm. Su forma en sección transversal muestra una forma en V en su parte alta y una forma en U en su parte baja. (*Perfiles PG y PJ respectivamente* Fig. 4.1.8)

Se lo ha dividido en 4 subsegmentos:

- a) **El subsegmento SB1** es caracterizado por tener una tendencia rectilínea a lo largo de unos 14 km en dirección NNW, perpendicular a las curvas de nivel del flanco W. El fondo del cañón se ubica entre los 1400 mbnm y los 1750 mbnm. El tramo inicial de este subsegmento se encuentra en dirección norte sur (Lineamiento L1) caracterizado por flancos muy abruptos con pendientes de hasta  $35^\circ$  muy rectilíneos y paralelos (Fig. 4.1.10). Los flancos del cañón de este segmento se encuentran interrumpidos bruscamente hacia el lado este y oeste por grandes escarpes semicirculares que limitan a los rasgos D y F (Fig. 4.1.10).

En este subsegmento, al borde oeste del cañón, el rasgo D (7 km de diámetro mayor) (Fig. 4.1.10) distorsiona la morfología regular del pie de la plataforma de Esmeraldas sugiriendo una cicatriz de deslizamiento, caracterizada por una fuerte pendiente, que bordea los  $35^\circ$  (Fig. 4.1.4). Esta cicatriz alberga en su interior una plataforma de una profundidad de 1550 mbnm, con curvas de nivel de apariencia caótica que se extiende hasta el cauce del cañón. La imagen de backscatter muestra tonalidades oscuras, con algunos montículos de colores mas claros en su interior sugiriendo depósitos de tipo caóticos. (Fig. 4.1.5).

Hacia el lado este, una forma semicircular corta la morfología de la cuenca de Manglares; albergando dos plataformas subyacentes a diferentes alturas: una primera plataforma (E) entre los 1000 y 1200 mbnm la cual se encuentra truncada hacia el pie por un escarpe de 300 m de altura que la limita de una segunda plataforma (F) a una profundidad de 1500 m de morfología irregular. (Fig. 4.1.10). Este tipo de morfología tanto al lado este y oeste sugiere una inestabilidad de los sedimentos que posiblemente han desencadenado derrumbes hacia el fondo del cañón, donde hay una pequeña loma (lat.  $122,5$  N). Esta loma posiblemente corresponda a un derrumbe, el cual parece haber interrumpido o desviado el flujo de sedimentos que circulan por el cañón.

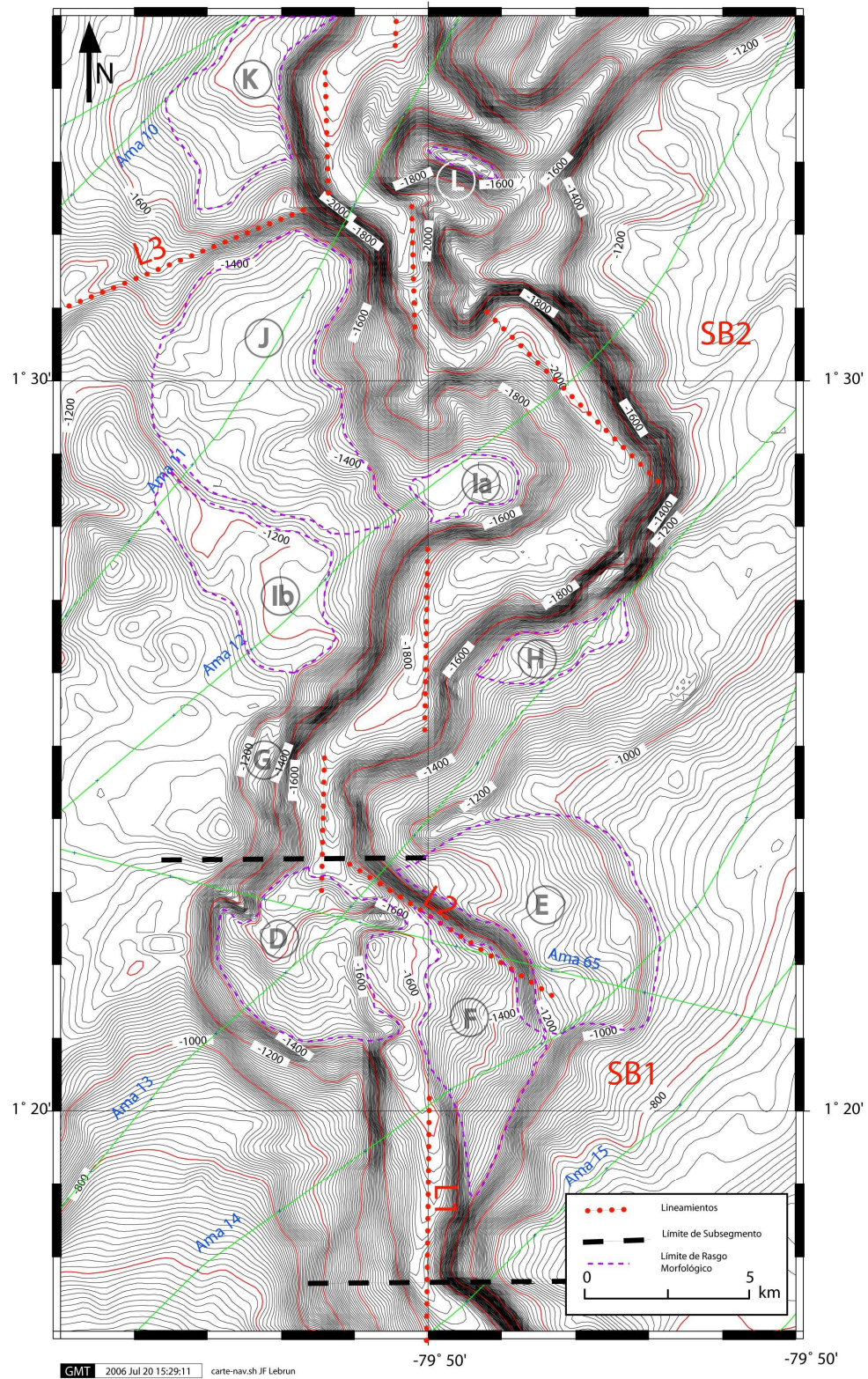


Figura 4.1.10: Mapa batimétrico ampliado Segmento B Superior.  
Curvas de nivel por cada 10 m

La morfología del rasgo E muestra una forma muy plana, en sección transversal, como se observa en el *perfil E* (Fig. 4.1.11), donde se forma posiblemente una terraza o un bloque gravitacional, que hoy se encuentra colgado 500 m sobre el cauce actual del cañón. El escarpe que divide los rasgos E y F tiene una fuerte pendiente que alcanza los 35° y sigue la dirección del lineamiento L2, el cual quiebra bruscamente hacia la dirección N – S dando inicio al subsegmento SB2 .

- b) **El Subsegmento SB2** inicia en la latitud 1°23' hasta la latitud 1°35' donde se encuentra la intersección del cañón Esmeraldas con el cañón tributario de Ancón. Este subsegmento, que se ha denominado como gran meandro, los sedimentos han erosionado un máximo de 800 m desde los 1200 mbnm en el lecho mayor hasta los 2000 mbnm en el lecho menor del cañón. El flanco este del gran meandro muestra una fuerte pendiente que alcanza los 30° y algunos sectores hasta 45° contrastando con los valores de 10° en el flanco oeste (Fig. 4.1.4).

El primer tramo, en la parte sur de este subsegmento, se caracteriza por un cambio brusco de la dirección preferencial N - S del cauce del cañón en la latitud 1°25', por 3 km. en dirección este. La morfología de este subsegmento es muy regular, con el flanco oeste muy abrupto ya que tiene pendientes que bordean los 40°. Sobre este flanco se puede identificar una pequeña plataforma en forma de media luna denominada G (Fig. 4.1.10), de 2 km. de longitud, descansa 400 m sobre el fondo del cañón, cortada por una pendiente de 40° hacia el cauce. Muestra curvas de nivel que indican una planicie, sin curvas de nivel irregulares al pie, por lo que se podría sugerir que corresponde a una terraza.

Se puede observar en el flanco este de SB2 un escarpe semicircular denominado H (Fig. 4.1.10), a 400 m sobre el fondo del cañón, mostrando un suave cambio de pendiente de alrededor de 10° con relación a la superficie de la cuenca de Manglares. Esta forma se encuentra cortada bruscamente por una pendiente de 30° hacia el cauce.

El rasgo H parece corresponder a materiales inestables, posiblemente un pequeño deslizamiento.

Observando la sección transversal de este subsegmento (*perfil F* Fig. 4.1.8), se puede notar un amplio cauce menor y paredes muy abruptas con pendientes que bordean los 40°, formando una sección tipo U. Esta sección sugiere una mayor competencia de los materiales en los flancos del cañón y fuerte resistencia a la erosión en la base.

Al interior del gran meandro, en el borde oeste de este subsegmento se encuentran dos plataformas: una muy plana (Ia en Fig. 4.1.10 y *perfil G* Fig. 4.1.8), a una profundidad de 1500 m bnm, y a 370 m sobre el fondo del cañón, limitada hacia el lado norte y sur por fuertes pendientes que alcanzan los 40°. La imagen backscatter muestra una textura un poco rugosa con colores grises claros y algunas zonas oscuras, que se interpretan como materiales más sueltos en la superficie, posiblemente con algunos montículos que le dan un carácter caótico. Inmediatamente sobre este rasgo se encuentra otra plataforma casi plana, pero con una morfología un tanto irregular e inclinada, denominada Ib (Fig. 4.1.10), con la misma textura en la imagen backscatter que Ia. Este rasgo Ia parece haber interrumpido el cauce original del cañón submarino, haciéndolo cambiar de dirección por lo que se puede hacer una primera interpretación como un deslizamiento o un bloque gravitacional, información que se obtendrá del análisis sísmico.

Al noroeste del gran meandro un gran escarpe casi circular de aproximadamente 10 km de largo que se encuentra sobre el rasgo Ia, a una profundidad de 1200 a 1300 m bnm (J en Fig. 4.1.10). Este rasgo está limitado hacia el lado oeste por colinas que se elevan unos 200 m hasta una profundidad de 1000 m bnm. Por la forma de este rasgo se podría pensar que se trata de una cicatriz de un deslizamiento o un bloque gravitacional, que en este caso correspondería al rasgo desprendido de él. Sobre la imagen backscatter se ha podido delimitar este rasgo por la

diferencia de tonalidades; en su interior muestra huellas de pequeños arroyos. El backscatter en el rasgo J, muestra tonalidades gris claro bastante regulares a diferencia de los rasgos Ia e Ib donde se observan algunas zonas más oscuras reflejando la heterogeneidad de los materiales y el carácter caótico típico de derrumbes (Fig. 4.1.5) .

En la parte norte de SB2, se observan pendientes muy abruptas que alcanzan los 35° y hasta los 45°. Frente al cañón de Ancón, en el flanco oeste del cañón Esmeraldas, se observa un cambio brusco de dirección de la pared del cañón, en la latitud 1°32'N, de NW – SE, a N – S y luego a NE – SW en una distancia de 7 km. Este quiebre sugiere el efecto de algunas fallas que controlan localmente el cauce del cañón. Este segmento desfasado limita hacia su parte superior a una plataforma de 10 km de longitud (K en Fig. 4.1.10) a una profundidad de 1800 m bnm y 500 m sobre el cauce del cañón. Este rasgo K se encuentra desfasado verticalmente unos 200 m del rasgo J a lo largo de un escarpe de dirección del lineamiento L3 (Fig. 4.1.10). Este escarpe coincide en dirección con el cañón de Ancón que se encuentra frente a él. Posiblemente este lineamiento responde a la acción de una falla mayor que cruza el cañón Esmeraldas en dirección NE - SW.

En la intersección del CE con el cañón de Ancón, se observa un pequeño monte submarino (L en Fig. 4.1.10) de aproximadamente 3 km de longitud a una profundidad de 1500 m bnm, limitada hacia el lado norte y sur por pendientes que bordean los 40° (Fig. 4.1.4). Alrededor de esta se han formado dos cauces: el primero hacia el lado sur interpretado como un paleocauce por su menor profundidad de erosión y desfase en profundidad con el cañón Esmeraldas de unos 150 m; en comparación a un segundo, que se encuentra del lado norte, interpretado como el cauce actual ya que se encuentra a continuación del cauce del cañón de Ancón y llega con su gradiente de pendiente hacia el cañón Esmeraldas sin ningún desfase.

**El Subsegmento SB3** inicia en la latitud 1°35'N como un tramo muy rectilíneo de aproximadamente 12 km de longitud hasta la latitud 1°42', con una dirección preferencial N – S (Fig. 4.1.11). Este subsegmento es caracterizado por sus flancos paralelos con fuertes pendientes que en el lado este superan los 40° (Fig. 4.1.4). El lecho mayor del cañón es bastante amplio en este subsegmento, alcanzando los 10 km. y muestra una forma en U en el *perfil J* (Fig. 4.1.8). Se puede notar en este tramo diferencias de altura muy pronunciadas entre el fondo y el lecho mayor, consideradas como las mayores de todo el cañón de Esmeraldas, que alcanzan los 1200 m en la latitud 1°37' N.

En el borde oeste, un primer rasgo morfológico denominado M, corresponde a una plataforma alargada y paralela al cauce, ubicada entre los 2250 mbnm justo sobre el fondo del cañón, mostrando una forma plana muy regular (Fig. 4.1.11). En sección transversal se puede observar la planicie colgada hacia el cauce del río (*perfil I en Fig. 4.1.8*), la cual puede ser interpretada en una primera instancia como una terraza. A unos 500 m sobre este rasgo la morfología muestra una planicie muy grande de aproximadamente 9 km de longitud que descansa entre los 1700 y 1725 mbnm, 600 m sobre el fondo del cañón truncada en su lado este por una pendiente que bordea los 35° (N en Fig. 4.1.11). Por su morfología tan regular el rasgo N parece corresponder a una gran cuenca depositada a orillas del cañón submarino. Posiblemente el escarpe que limita el borde oeste de este rasgo corresponda a un antiguo meandro del cañón. Se puede notar además que el borde este se encuentra a una diferencia de altura de unos 400 m (*perfil I Fig. 4.1.8*) más elevado que el borde oeste del cañón Esmeraldas. El subsegmento SB3 del cañón se caracteriza por su forma en **U** a diferencia del resto de las secciones caracterizadas por una forma en V. La forma en U del cañón se mantiene por unos 12 km, donde el lecho menor es bastante amplio (4 km.) hasta la latitud 1°42'N (*perfil J, Fig. 4.1.8*).

Sobre el borde este del subsegmento SB3 ya en el dominio OBH, la morfología se vuelve muy complicada, caracterizándose por pendientes muy abruptas hacia el sureste con valores de 30° a 35° (Fig. 4.1.4). Se forma un gran acantilado que

sigue la dirección del lineamiento L3 en dirección  $65^{\circ}$  N, que se extiende por unos 27 km., paralelo al cañón de Ancón. A lo largo de este gran acantilado submarino existen algunas depresiones alargadas (O y P en Fig. 4.1.11), que siguen la dirección del lineamiento L3, marcando el trazo de una falla. En los  $79^{\circ} 35' W$ , este acantilado cambia bruscamente de dirección enrumbándose en  $27^{\circ} N$  (Fig. 4.1.11).

Hacia el norte del acantilado, que sigue el rumbo del lineamiento L3 (Fig. 4.1.2), la morfología toma formas más irregulares que parecen corresponder a algunas cicatrices de deslizamientos. El rasgo morfológico Q2 con unos 11 km. de largo, se muestra encabezado por un escarpe de forma semicircular (Fig. 4.1.2), con pendientes de  $30^{\circ}$  hacia el Noroeste. Hacia la cabecera de Q2 se ha delimitado un rasgo Q1 el cual, por la forma de sus curvas de nivel, parece corresponder a terrenos que se encuentran inestables posiblemente en movimiento formando un slump.

El subsegmento SB4: Este subsegmento inicia en la latitud  $1^{\circ} 42'$  donde se puede observar un estrechamiento drástico del lecho menor del cañón, un ensanchamiento del lecho mayor con relación al subsegmento 3, y además un cambio brusco de la dirección del mismo sobre la latitud  $1^{\circ} 46' N$  (Fig. 4.1.11). La nueva dirección general del cauce del cañón submarino es norte – sur, en donde limita el pie del rasgo morfológico R2 (Fig. 4.1.11), caracterizado por su morfología irregular con una longitud de unos 5 km., extendiéndose hasta el frente de deformación. El límite este R1 y R2 corresponde a un gran escarpe con una pendiente muy fuerte, la mas fuerte registrada en los flancos del cañón submarino, que alcanza los  $60^{\circ}$  (Fig. 4.1.11). Este escarpe podría ser interpretado como al cicatriz de un gran deslizamiento. Este deslizamiento (R2) posiblemente taponó el cauce del cañón entre las latitudes  $1^{\circ} 43' N$  y  $1^{\circ} 48' N$ . Sobre el fondo del cañón, con la ayuda de los perfiles longitudinales y en función de la batimetría es posible observar un lomo a  $1^{\circ} 45,5' N$ , posiblemente relacionado con este derrumbe.



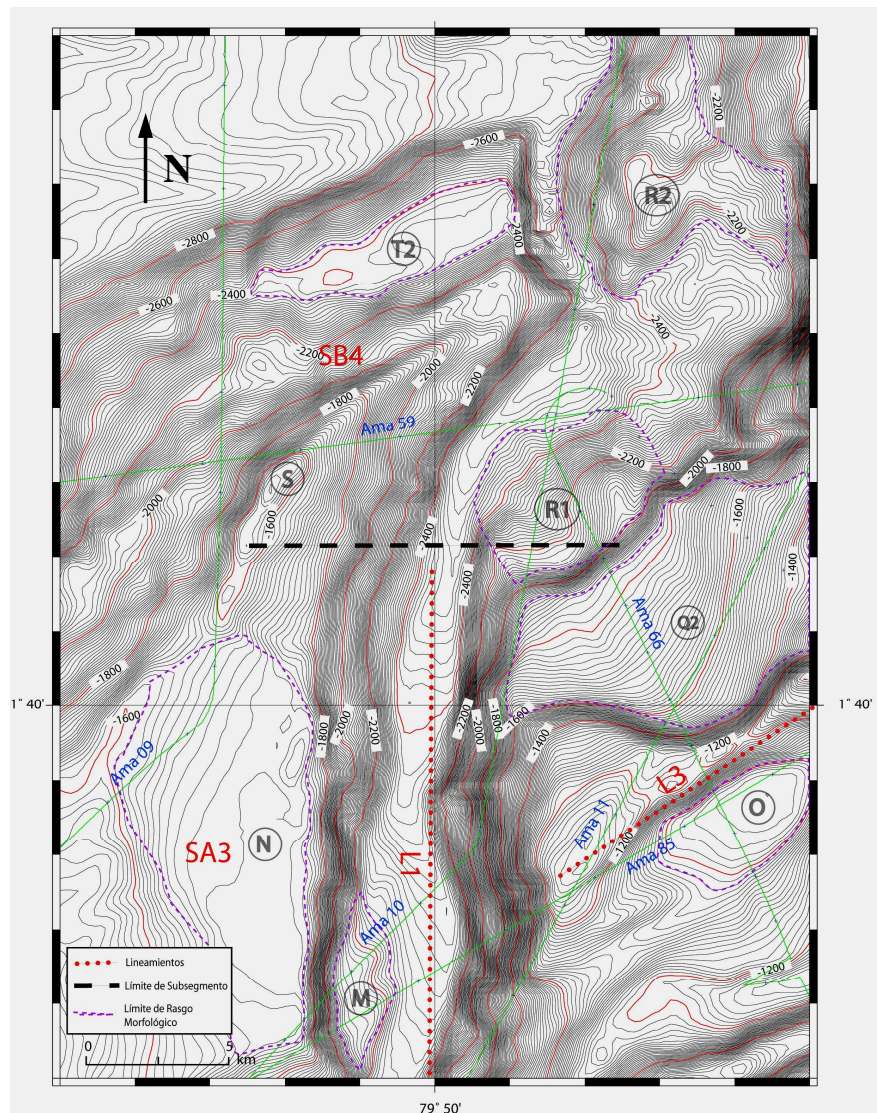


Figura 4.1.11: Mapa Ampliado del Subsegmento SA3 y SA4 del cañón Esmeraldas. Las letras corresponden a rasgos morfológicos descritos en el texto.

#### 4.1.5 EL PRISMA DE ACRECIÓN Y SU FRENTE DE DEFORMACIÓN

La desembocadura del cañón submarino de Esmeraldas se ocurre en el frente de deformación, entre las latitudes  $1^{\circ}48' N$  y  $1^{\circ}50' N$ . Su morfología se caracteriza por su regularidad, ya que posee pendientes suaves hacia la fosa, que bordean los  $15^{\circ}$  y en algunos sectores alcanzan los  $30^{\circ}$  (Fig . 4.1.4).

Hacia la parte más distal de los dominios Margen Inferior y OBH (Fig. 4.1.2), la morfología se torna muy irregular, con pendientes fuertes y plataformas alargadas paralelas al frente de deformación, que posiblemente se forman en un ambiente de extensión hacia la cresta del frente de deformación (Fig. 4.1.2). En el borde oeste del cañón, el frente de deformación tiene una dirección preferencial  $60^{\circ}$  N, en él se encuentra una cuchilla muy pronunciada, rasgo S (Fig. 4.11) que limita el prisma de acreción hacia el sur. Además, en el prisma de acreción se observa algunas planicies alargadas paralelas al frente de deformación, denominadas T1 y T2 a los 3000 mbnm formadas dentro de grabens en fallas normales en el frente de deformación (Fig. 4.1.2). Sobre la imagen backscatter (Fig. 4.1.5) el frente oeste se caracteriza por sus tonalidades gris medio, bastante regulares en su textura.

Hacia el borde este del cañón el frente de deformación cambia a una dirección preferencial  $20^{\circ}$  N, justamente a partir de la desembocadura del cañón submarino. Este segmento se caracteriza por su irregularidad, especialmente en las cercanías a la desembocadura del cañón submarino, donde la morfología se muestra un tanto caótica, posiblemente por deslizamientos. Las pendientes de este frente están entre los  $15^{\circ}$  principalmente y  $30^{\circ}$  hacia el noreste con zonas pequeñas donde se alcanza los  $45^{\circ}$  (Fig. 4.1.4).

En la parte noreste del frente de deformación, se encuentra un rasgo morfológico muy plano (U en Fig. 4.1.2), limitada en su parte noroeste por una colina alargada que alcanza una altura de 2400 mbnm, con unos 10 km de largo y unos 5 km de ancho. Este rasgo es importante ya que su límite sur cambia bruscamente en  $90^{\circ}$  el curso del canal submarino que nace en la desembocadura del cañón Esmeraldas, y además por su forma rectangular. El límite oeste de esta cuenca corresponde a una cuchilla que se encuentra alineada con un montículo en el borde suroeste del canal, los cuales posiblemente constituían un solo cuerpo en forma de un anticlinal, antes de la erosión debida al tránsito de los sedimentos por el canal de Esmeraldas. Como lo indica la sísmica de reflexión del perfil Sis – 45 (Collot et al. 2004)

Sobre la morfología se puede observar que tanto el anticlinal como el frente de deformación no son continuos de lado y lado del cañón submarino y del canal. Quiere decir que la acción erosiva del cañón es más activa que la acción de la tectónica del frente de deformación, por tanto estos rasgos son cortados y atravesados por el cañón.

#### **4.1.6 EL CAÑÓN DE ANCÓN**

El cañón de Ancón (Fig. 4.1.12) constituye el canal tributario mas grande asociado al cañón Esmeraldas. Este cañón, que tiene una longitud de 18 km, y al igual que algunos segmentos del cañón de Esmeraldas, no se encuentra ubicado sobre el gradiente de la pendiente del margen, donde normalmente los sistemas fluviales se ubican, sino que se emplaza paralelamente al gradiente general de la pendiente del margen y paralelo también al frente de deformación. Como muestra el perfil transversal *PAn* (Fig. 4.1.7 y 4.1.13) donde se observa que la planicie ubicada hacia su borde sur se encuentra a mayor profundidad que el fondo del cañón.

El cañón de Ancón posee una forma segmentada en trozos rectilíneos con direcciones de N40°, N80°, N75°, N40° (Fig. 4.1.9), de este a oeste respectivamente y sus flancos tienen pendientes que bordean los 40° (Fig. 4.1.4) muy regulares y muy simétricos.

El cañón parece nacer en un circo morfológico cortado al pie del flanco sureste de una cuchilla, donde se observa también el nacimiento de un pequeño canal que tiene una dirección este, y que se dirige hasta la cuenca de Manglares (Fig. 4.1.12)

El cañón de Ancón ha sido considerado como un límite entre la morfología hacia su lado norte y la morfología hacia su lado sur, considerados muy diferentes entre sí. El borde norte del cañón Ancón comprende una cuchilla alargada, cuyo punto mas alto se encuentra a 1150 msnm, la cual cae hacia el norte con una suave pendiente de 5° que termina en la depresión denominada

como el raso O (Fig. 4.1.12). El raso O tiene la forma de una pequeña cuenca sedimentaria alargada en dirección del lineamiento L3.

La morfología del borde sur del cañón de Ancón corresponde a una gran planicie muy regular en su morfología ubicada entre los 1050 m y 1250 mbnm. Donde parecen acumularse los sedimentos que provienen de la parte este, es decir de la cuenca de manglares, y luego caer hacia el cañón de Esmeraldas. Es interesante notar que el fondo de esta planicie se encuentra a una mayor profundidad que el lecho mayor del segmento superior del cañón de Ancón de direcciones N40° y N80°, sugiriendo que el cañón de Ancón se encuentra ubicado en una pendiente. Esta característica de la ubicación del cañón submarino sobre la pendiente y el hecho de no estar conectado a un río en la tierra, pueden ser un indicativo de la actividad tectónica de esta zona.

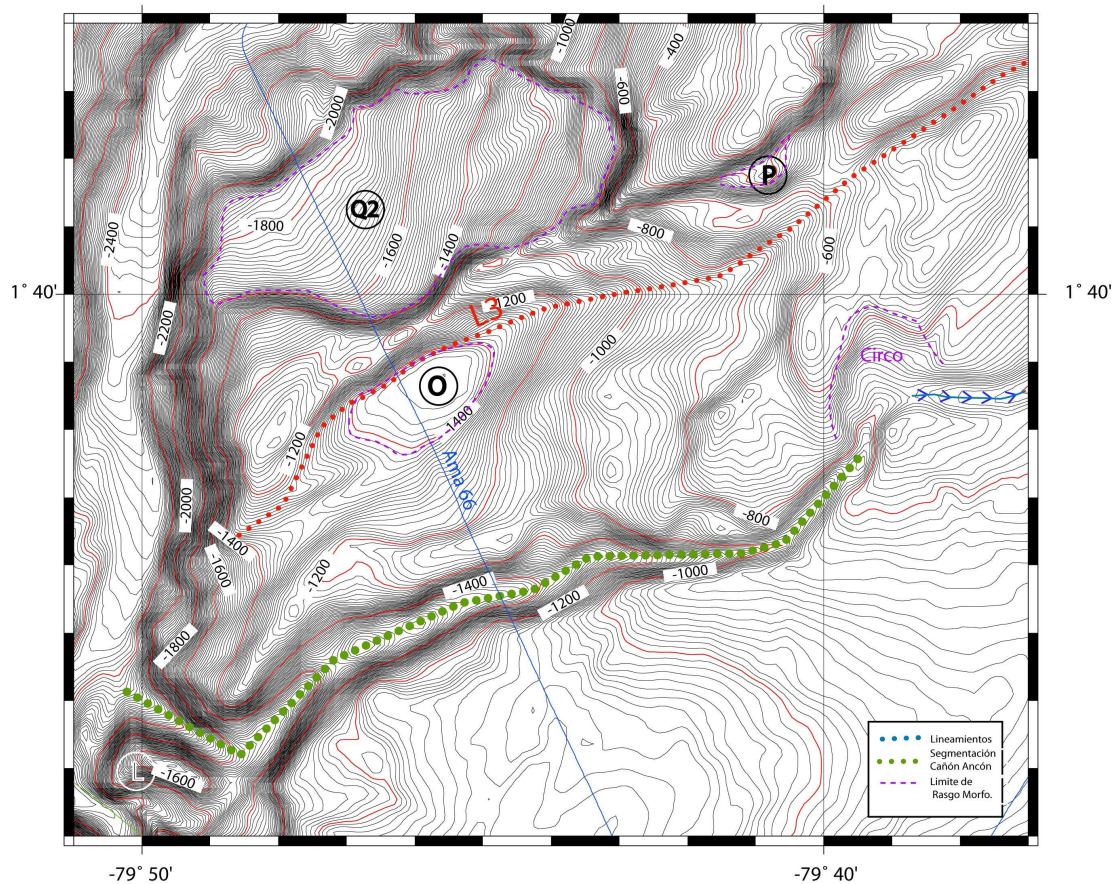


Figura 4.1.12 Mapa batimétrico ampliado de la zona del cañón Ancón.

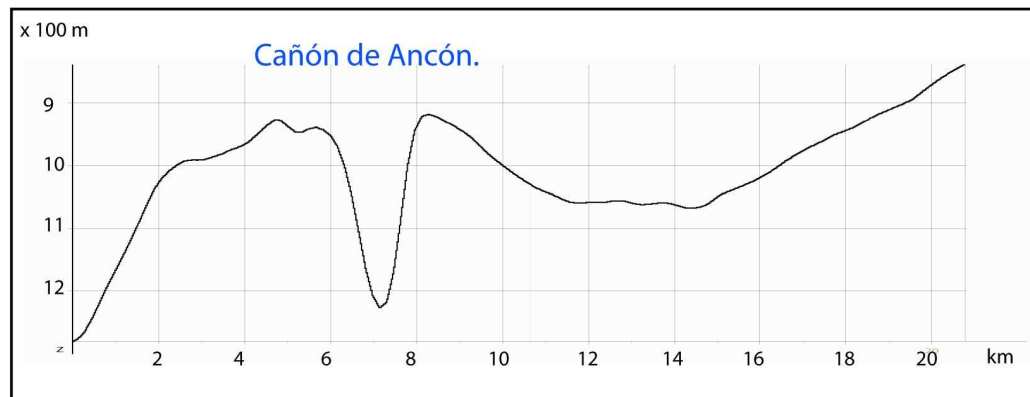


Figura 4.1.13 perfil transversal perpendicular al cañón de Ancón. Se puede observar que el cañón tributario se encuentra erosionando la parte alta de una colina. La ubicación del perfil transversal se muestra sobre la figura 1.4.7 como el *perfil PAn*.

## 4.2. ANALISIS DE LOS PERFILES DE SISMICA DE REFLEXION

### 4.2.1 INTRODUCCIÓN

El estudio sísmico del cañón submarino del río Esmeraldas tiene como objetivos:

- Definir las secuencias sísmicas y localizar el basamento,
- Establecer la profundidad de erosión del cañón submarino.
- Una vez definidas las secuencias, establecer su correlación de lado a lado del cañón si es posible
- Establecer una cronología relativa de depositación de sedimentos con respecto al desarrollo del cañón
- Establecer las características tectónicas y su relación con el desarrollo del cañón submarino Esmeraldas.
- Establecer la naturaleza de los rasgos morfológicos de tipo plataforma identificados en el análisis morfológico (deslizamientos, terrazas submarinas).

Este estudio sísmico se ha realizado en base a 17 líneas de sísmica de reflexión tomadas de la campaña Amadeus, y adicionalmente 2 líneas auxiliares de la campaña Sisteur (Tabla 4.2.1 y Fig. 4.2.1). Las líneas de la campaña Amadeus tienen un rumbo principal NE – SW, casi paralelas a la fosa de subducción ecuatoriana, mientras que las líneas de la campaña Sisteur tienen un rumbo NW – SE y NE – SW en la zona de estudio.

AMA – 10	AMA - 15	AMA – 65
AMA – 11	AMA – 37	AMA – 66
AMA – 12	AMA – 38	AMA - 85
AMA – 13	AMA – 39	SIS – 24
AMA – 14	AMA – 54	SIS – 42

Tabla 4.2.1: Perfiles de sísmica de reflexión utilizados para el estudio.

### 4.2.2 SECUENCIAS SÍSMICAS

A través de la información proporcionada por los datos de sísmica, es posible diferenciar algunos paquetes de sedimentos, basándose en la diferencia

de sus características sísmicas como amplitud, frecuencia y energía reflejada. Estos paquetes de sedimentos se encuentran limitados por diferencias de impedancia, denominadas discordancias, que permiten la identificación de las secuencias sísmicas. Con estos criterios y con el fin de realizar una descripción detallada de estas secuencias y de establecer las relaciones entre borde y borde del cañón, se ha escogido el perfil Ama – 66 con un rumbo 335° N para mostrarlas sobre la cuenca de Manglares en el borde este del cañón y su variación en la dirección perpendicular al margen.

Además, se ha utilizado el perfil Ama – 15 principalmente, y los perfiles Ama – 14, Ama – 13 y SIS – 24 (Fig. 4.2.1), para mostrar los cambios a nivel de la parte superior de la plataforma de Esmeraldas en el borde oeste y sobre la cuenca de manglares en el lado este. Para la caracterización del margen inferior, hacia el lado oeste se analizará los perfiles Ama – 12 y Ama – 11, donde la secuencia sísmica se muestra diferente.

#### **4.2.2.1 El borde Este del cañón Esmeraldas (perfil Ama – 66):**

Sobre el perfil Ama – 66 (Fig. 4.2.2), el borde Este del cañón muestra un patrón de estratificación muy regular y con muy poca perturbación por lo que el análisis de los perfiles es más fácil. Sísmicamente se ha dividido en cuatro secuencias del tope a la base y denominadas U0, U1 (con las subsecuencias U1a, U1b, U1c), U2, U3. de la siguiente manera:

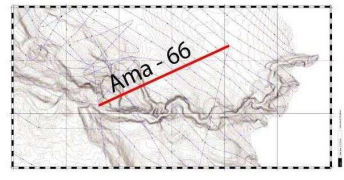
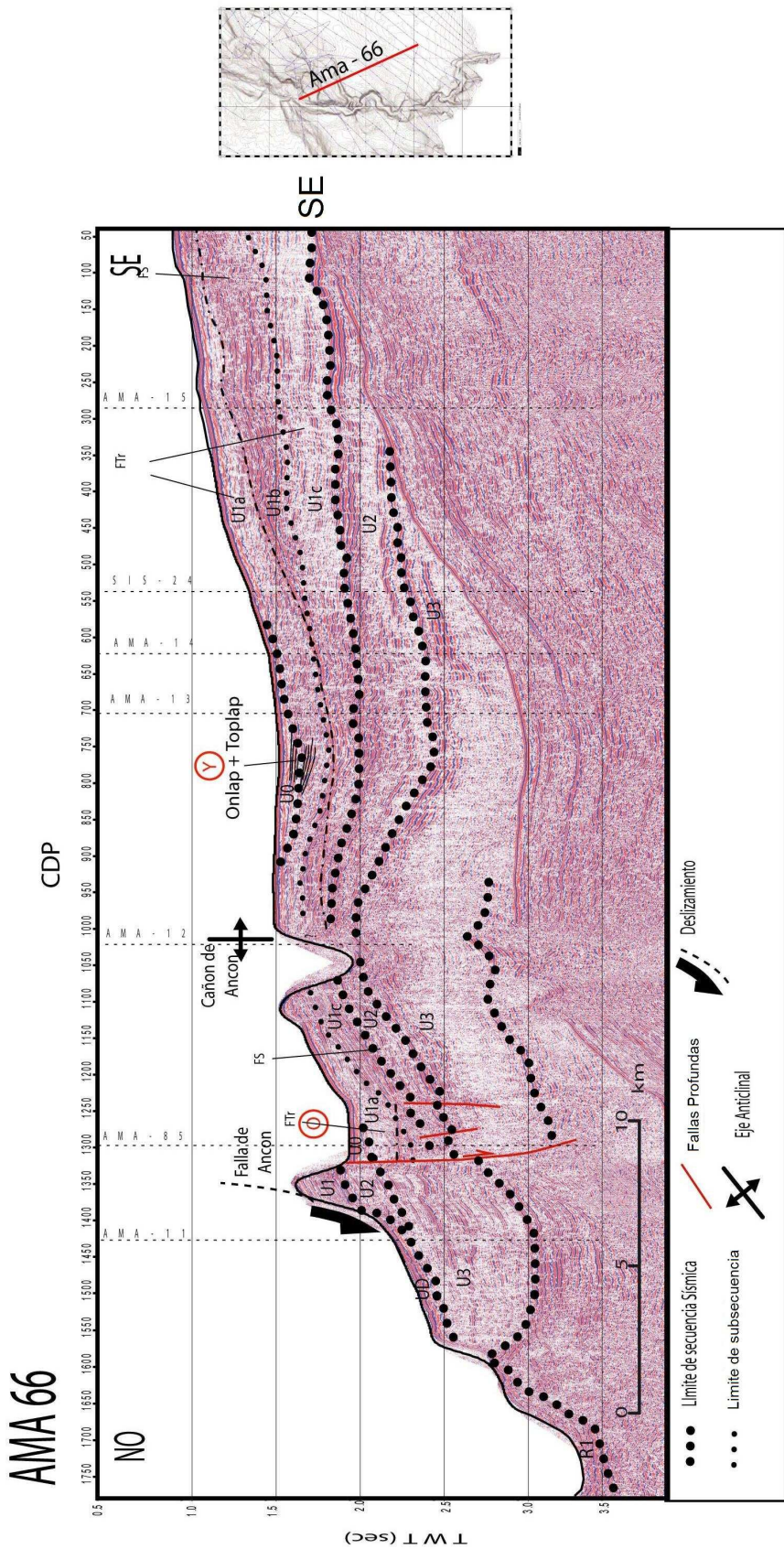


Fig 4.2.2: Perfil Sísmico AMA - 66. Perfil longitudinal a la cuenca de manglares, el cual muestra todas las secuencias sísmicas interpretadas sobre el borde Este del cañón Esmeraldas. La secuencia U0 muestra una discordancia (toplap) con su secuencia subyacente U1. El cañón de Ancón corresponde al eje de un gran anticlinal que afecta a todas las secuencias. El perfil muestra la influencia del sistema de fallas de Ancón.



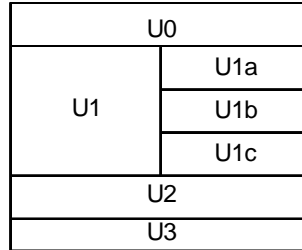


Fig. 4.2.3: Esquema que muestra la configuración de las secuencias sísmicas sobre el borde este del cañón

A continuación se describirán las características sísmicas de cada secuencia, analizando el perfil Ama – 66, y se irán utilizando otros perfiles sísmicos adyacentes para definir sus extensiones y las variaciones laterales de facies.

#### - Secuencia Sísmica U0

La *secuencia sísmica U0* tiene una pequeña potencia (0.2 seg. TWT), caracterizada con una facie sísmica estratificada de baja energía. Descansa discordantemente sobre la secuencia U1, mostrando estructuras de onlap en su interior como se puede ver en el perfil Ama – 66. Esta secuencia es reconocible en el perfil Ama – 12 (Fig. 4.2.4) donde aparece subyaciendo a la secuencia U1. Sobre el perfil Ama – 13 (Fig. 4.2.5), U0 muestra una forma de depositación similar a la encontrada en el perfil Ama – 66, aparece discordante a la secuencia subyacente, y forma parte de una pequeña cuenca.

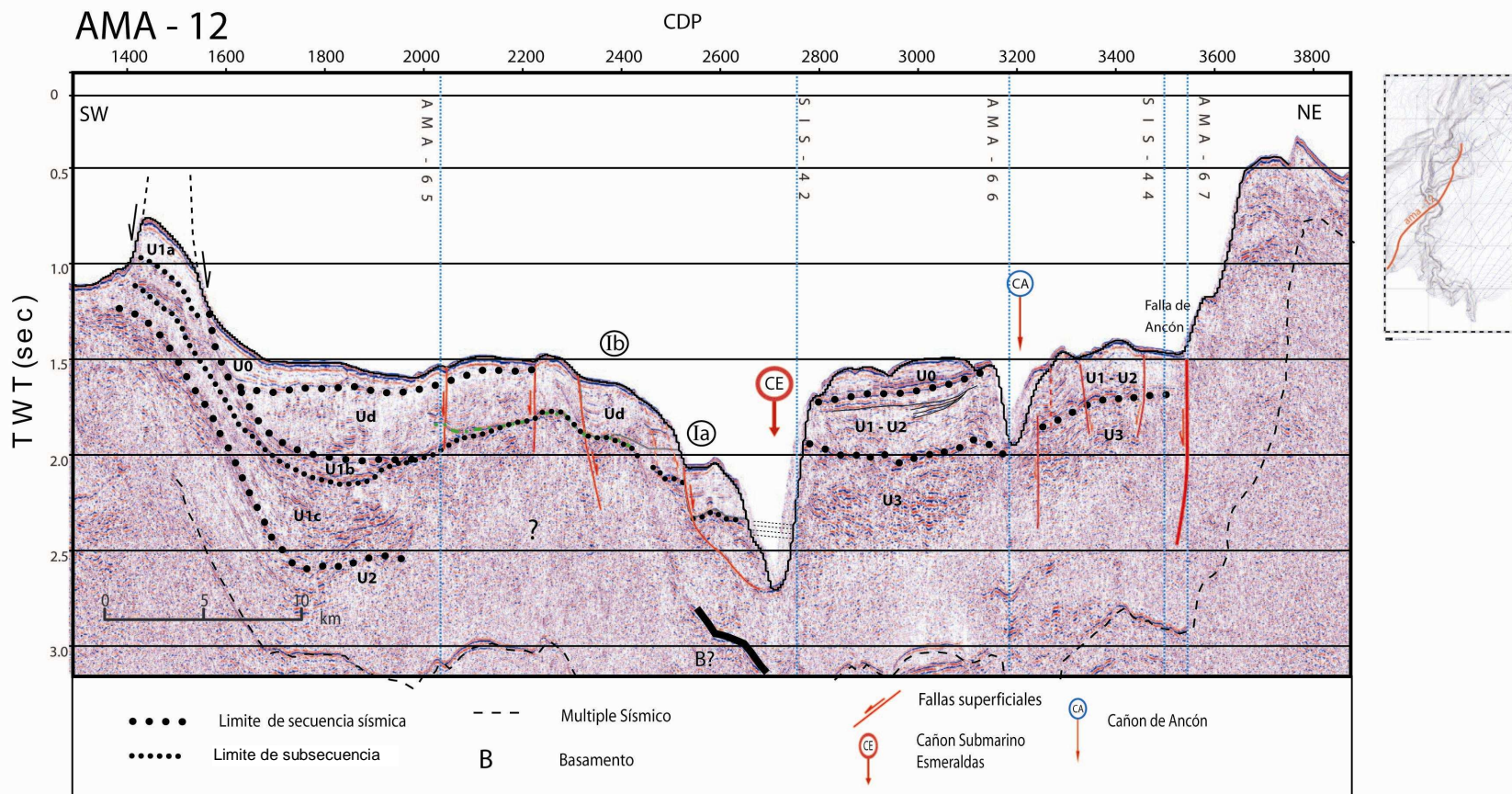


Fig. 4.2.4 Perfil Sísmico Ama - 12: Se puede observar la secuencia U0, cuya forma no muestra perturbación relacionada con la erosión del cañón Esmeraldas. La secuencia Ud muestra una gran potencia dominando el borde oeste del cañón. No se puede interpretar uncontacto entre las secuencias U1 y U2 en el borde este. En el borde oeste la secuencia U1 se encuentra truncada por un gran deslizamiento, cuyos materiales han dado lugar a la secuencia Ud (facies caóticas). el ruido sísmico no permite interpretar secuencias debajo de Ud por la presencia de fluidos.

A la secuencia U0 se la considera como una pequeña unidad, muy local y la más joven de la zona, limitada su depositación dentro de microcuencas (Fig. 4.1.2). En el perfil Ama – 12, U0 tiene una forma redondeada hacia su tope y hacia sus límites laterales.

#### - Secuencia Sísmica U1

En el perfil Ama – 66 (Fig. 4.2.2), la *secuencia sísmica U1*, corresponde a un paquete de 1.7 seg. (TWT) de potencia, el cual ha sido dividido en tres subsecuencias diferenciadas por su tipo de facie sísmica, que ha servido de guía para la correlación del lado a lado del cañón Esmeraldas. Entre ellas no se ha podido establecer superficies de erosión por lo que no son tratadas como secuencias sísmicas.

**Subsecuencia sísmica U1a**, es reconocible, desde el lecho submarino y en sectores muy locales debajo de U0, hasta unos 0.2 seg. (TWT) de profundidad (Fig. 4.2.2). Sísmicamente se caracteriza por una baja energía, alta frecuencia y baja amplitud. Se puede observar en su interior una buena estratificación pero poco continua horizontalmente. En el perfil AMA – 15 (Fig. 4.2.6) los reflectores se muestran ondulados por lo que en la superficie se puede observar huellas de erosión manifestadas como estructuras de truncación (ej. CDP 8700 – 8900 en Ama - 15), sugiriendo una zona de erosión actual. La unidad U1a muestra estructuras de toplap sugiriendo una superficie de erosión anterior a la depositación de U0 sobre el perfil AMA – 66 (Fig. 4.2.2).

**La subsecuencia sísmica U1b** subyace a la unidad U1a como una zona de alta energía, donde no se observa un contacto muy definido entre las dos sino un paso gradual de U1a a U1b, conservando la estratificación (Fig. 4.2.2). El límite entre estas dos unidades se lo ha establecido a lo largo del BSR. La subsecuencia U1b sísmicamente esta caracterizada como una capa de alta energía, baja frecuencia y una alta amplitud, con una potencia media de 0.25 seg (TWT), es decir unos 250 - 300 m. A diferencia de U1a, los reflectores de U1b se

encuentran muy bien definidos por su energía y bastante continuos horizontal y verticalmente, por lo que es fácil identificar discordancias deposicionales (ej. CDP 9200 – 9300 en Ama – 15, Fig. 4.2.6). En el perfil AMA – 66, en la parte sureste, U1b tiene un espesor de 0.5 seg. (TWT) alrededor de 500 m, el cual va disminuyendo hacia el sur hasta truncarse y desaparecer en CDP 580 (Fig. 4.2.2). En el perfil Ama – 13, en el borde este del cañón (Fig. 4.2.5), la subsecuencia U1b se encuentra ausente.

Subyaciendo a U1b, se encuentra **U1c**, caracterizada por una baja energía, que a diferencia de U1a, contiene segmentos de reflectores muy fuertes discontinuos lateralmente incluidos en la secuencia transparente principal. a los cuales se las denomina zonas fantasmas. La subsecuencia U1c tiene un espesor promedio de 0.4 seg. (TWT) es decir unos 400m.

Al sur del perfil Ama - 66, la subsecuencia U1c muestra facies de baja energía que albergan reflectores fuertes discontinuos, los cuales se van haciendo mas fuertes hacia el NO, y su continuidad se va haciendo más evidente, llegando a ser una capa con fuerte reflexión y muy continua en los CDP 600 (Fig. 4.2.2).

Hacia la parte norte de la cuenca de Manglares, donde corta el perfil Ama – 12 (Fig. 4.2.4), no es posible reconocer la división de la secuencia U1, donde la secuencia se muestra reducida considerablemente a unos 0.3 seg. (TWT) en relación a la parte sur donde tenia un espesor de 0.8 seg. (TWT), además no es posible diferenciar el contacto entre esta y la secuencia U2.

#### - Secuencia Sísmica U2

Subyaciendo a la secuencia U1, se encuentra un paquete con reflexiones bastante fuertes, de baja frecuencia y alta amplitud, se muestra muy continua horizontalmente la cual es considerada la porción superior de la secuencia U2. Subyaciendo este paquete, la energía de los sedimentos es menor, donde los estratos no tienen una buena continuidad vertical y se encuentran dentro de una fase transparente al igual que la capa U1c. A lo largo del techo de la secuencia U2 es posible ver algunas capas discontinuas y con algunas truncaciones claves

para la delimitación de una superficie de erosión mayor a lo largo de toda la cuenca de Manglares. En el perfil Ama – 66, se observa esta superficie de erosión (**se**), muy clara e irregular de norte a sur. (Fig. 4.2.2)

Debido a la presencia del múltiple sísmico en Ama – 15 (Fig. 4.2.6) no se puede seguir la unidad U2 por mas de 0.4 seg, y se trunca en el flanco este del cañón por acción de la erosión del cañón Esmeraldas. En el perfil Ama – 15 no es posible establecer su potencia, pero es posible en el perfil Ama – 66, donde alcanza unos 0.45 seg (TWT).

Hacia la parte más noroeste en el perfil Ama – 66 se puede observar una disminución de la potencia de U2 (CDP 950 en Fig. 4.2.2). Hacia el norte es posible observar un gran anticlinal (CDP 1050 en Fig. 4.2.2), con su eje cercano al cañón de Ancón que involucra a casi todas las secuencias.

#### - Secuencia sísmica U3

Hacia los 2.5 TWT de profundidad se encuentra la secuencia U3, en el perfil Ama – 66 (Fig. 4.2.2), una capa de fuerte energía se puede observar subyaciendo a la unidad U2. Esta secuencia se caracteriza por sus fuertes reflectores muy bien estratificados, los cuales son observables debajo del cañón de Esmeraldas. En el perfil Ama – 66 es posible observar un buen tramo de esta unidad, caracterizada por una fuerte energía hacia el tope, muy baja energía hacia la base de la unidad con una potencia que sobrepasa los 1.5 seg. Los reflectores se muestran muy continuos horizontalmente y muy bien estratificados, con algunas discordancias posiblemente debido al efecto de pequeñas fallas especialmente en las cercanías del de la falla de Ancón (CDP 1250 – 1350).

Debido a la mayor profundidad del fondo marino y consecuentemente del múltiple del fondo del mar, hacia la parte norte de la zona de estudio, los perfiles sísmicos pueden recoger información de zonas más profundas, en el caso del perfil Ama – 12 muestra la unidad U3 como una unidad muy potente, con una energía media, muestra algunos reflectores (CDP 3000) los cuales desaparecen hacia el NE (CDP 3400) (Fig. 4.2.4).

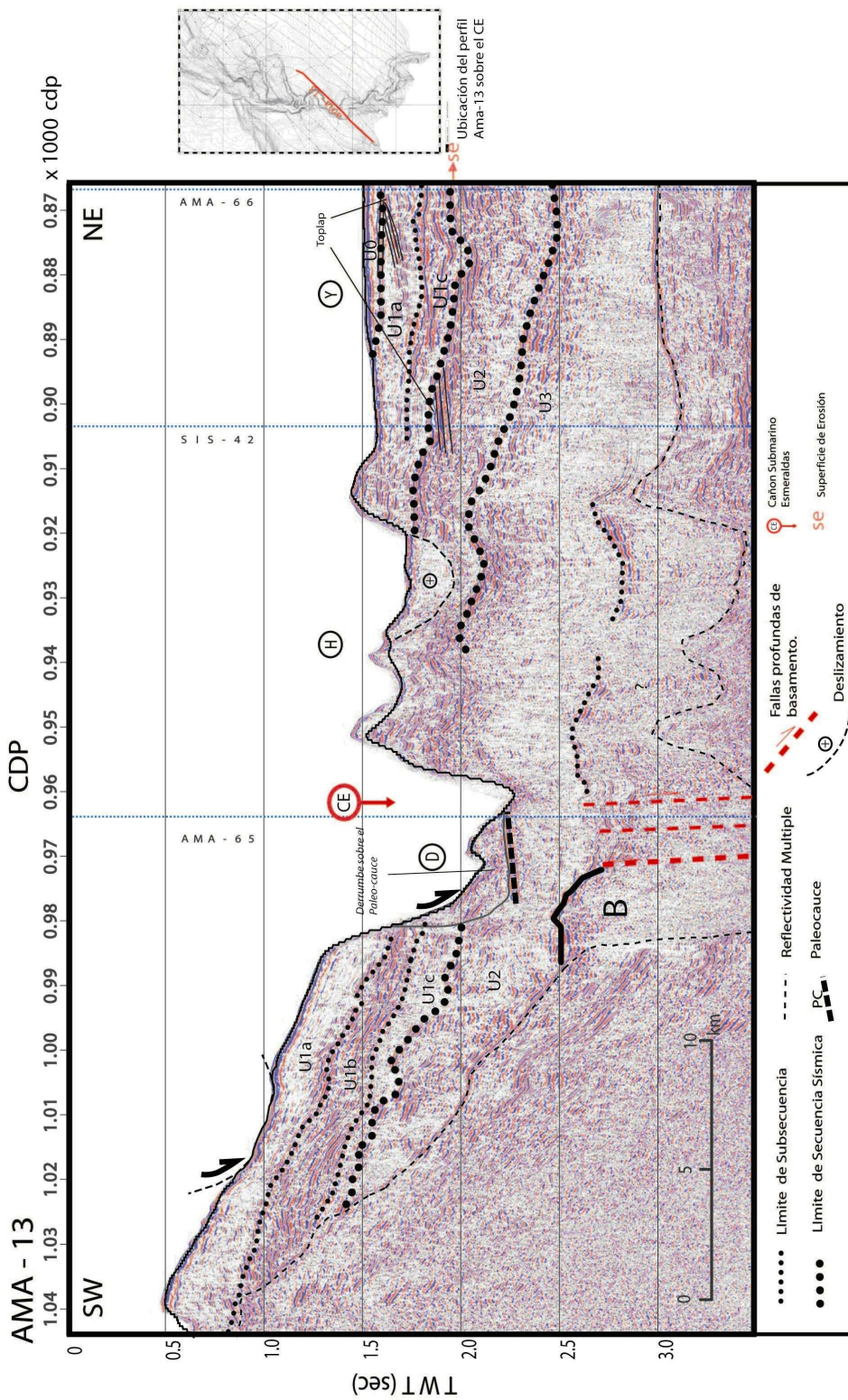


Fig 4.2.5: Perfil sísmico AMA - 13.: Muestra las secuencias sísmicas bien definidas en su borde oeste, donde U1 descansa sobre la superficie de erosión característica del techo de la secuencia U2. Sobre el borde Este la secuencia sísmica es interrumpida por el deslizamientos (H) el cual presenta facies transparente caóticas. Se puede marcar una discordancia entre la secuencia U0 y U1 donde se observan estructuras de onlap. Sobre el cauce del cañón se ha interpretado un deslizamiento (D) el cual muestra en su base fuertes reflectores que han sido interpretados como un paleocauce.

# AMA -15

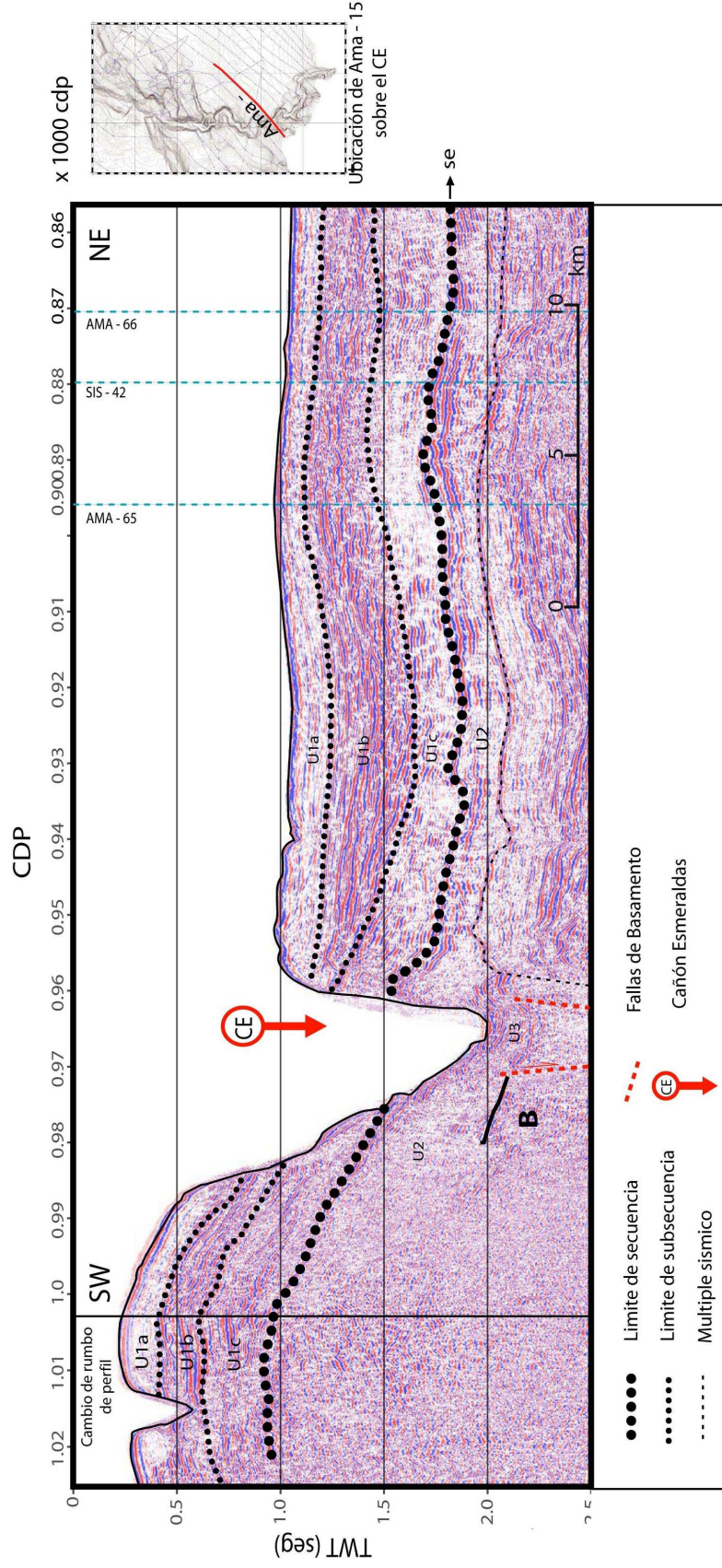


Fig. 4.2.6 Perfil Ama - 15: (Exageración Vertical 9). Perfil principal transversal al cañón Esmeraldas. Muestra la correlación de las secuencias sísmicas de lado a lado del cañón. Los flancos del cañón no muestran ningún rasgo asociado, y muestran una sección en forma V. El techo de la secuencia U2 (se) es considerado una superficie de erosión, el cual sirve de guía para la correlación con otros perfiles sísmicos.

#### 4.2.2.2 El borde Oeste del cañón Esmeraldas:

Las secuencias sísmicas en el lado oeste se muestran muy irregulares y existe cierta dificultad para correlacionarlas de lado a lado del cañón. En general, en todos los perfiles sísmicos que cruzan el cañón, se ha podido observar que el borde oeste se encuentra desfasado en altura, unos 800 m arriba en relación al borde este, además las secuencias sísmicas del borde oeste tienen una pendiente paralelas al fondo del mar con un buzamiento aparente NE.

Por medio del análisis de los perfiles sísmicos del borde oeste del cañón, se ha podido diferenciar dos zonas con secuencias sísmicas diferentes: en el dominio Margen Superior (Fig. 4.2.7), y una parte inferior al pie de esta plataforma (Fig. 4.2.8) que como se dijo en el análisis batimétrico es muy irregular y se encuentra afectada por la actividad tectónica.

U1	U1a
	U1b
	U1c
U2	
Basamento (B)	

Figura 4.2.7: Secuencias sísmicas en el dominio Margen Superior del cañón Esmeraldas.

U0	
UD	
U1	U1a
	U1b
	U1c
U2	
U3	
Basamento (B)	U4

Figura 4.2.8: Secuencias sísmicas del Dominio Inferior del cañón Esmeraldas. Nótese la aparición de las secuencias U0, UD, y U3



#### 4.2.2.2.1 *Dominio Margen Superior*

Las potencias de las secuencias registradas en el borde oeste del cañón son menores a las potencias registradas en el borde este. El paquete de secuencias sísmicas se muestra bien estratificado mostrando características similares al borde este del cañón como se verá a continuación.

#### **- Secuencia Sísmica U1**

**La subsecuencia sísmica U1a** tiene las mismas características sísmicas que en el lado este, caracterizándose por una facie transparente. Como se ve en el perfil Ama – 15 (Fig. 4.2.6) en el lado oeste la subsecuencia tiene una ligera disminución de su espesor con unos 150 metros (0.15 seg), mientras en el lado este alcanza los 200 m. Esta diferencia de espesor puede deberse a la tasa de depositación mayor en la parte correspondiente a la cuenca de Manglares por ser plana que en el pie de la plataforma de Esmeraldas muestre una pendiente. (Fig. 4.2.6).

**La subsecuencia sísmica U1b** se caracteriza por su buena estratificación y por poseer reflectores muy energéticos, muy bien correlacionables con el borde este. En las zonas cercanas al borde oeste del cañón la claridad de los reflectores se va perdiendo, mostrándose como facies un poco caóticas con ondulaciones por efecto posiblemente de la tectónica, pero conservando su fuerte reflectividad. Se ha caracterizado a U1b como una facie estratificada, la cual ha servido de guía para la correlación de lado y lado del cañón. Esta capa no tiene muy bien definido el paso hacia la subsecuencia subyacente U1c, la cual tiene una reflectividad más débil.

**La subsecuencia U1c** no es muy identificable en este borde, la firma sísmica que tiene en el borde este corresponde a una facie transparente con capas fantasmas, mientras en el borde oeste la firma es de tipo caótico (Fig. 4.2.6). Esta diferencia puede ser atribuida a la diferencia de profundidad a la cual se encuentra la capa

en cada lado del cañón y además al buzamiento que impide una señal acústica de mejor calidad en el lado oeste.

Debajo de 1.5 seg., el flanco oeste del cañón presenta una capa estratificada de fuerte energía, la cual se encuentra truncada bruscamente por el cañón submarino. Esta secuencia sísmica presenta posibles huellas de erosión hacia el tope, y características acústicas similares a la secuencia U2 en el borde este, como se observa en el perfil Ama – 13, marcando así el límite de secuencia entre U1 y U2. Hacia el oeste esta capa corresponde a una facie caótica con mucho ruido debido al buzamiento (Fig. 4.2.5).

#### *4.2.2.2.2. Dominio Margen Inferior:*

La secuencia sísmica hacia este sector del borde oeste del cañón se torna un poco complicada debido a los procesos tectónicos y de depositación a los cuales posiblemente ha sido sometida la zona. Para su estudio es necesario recurrir a la descripción sobre los perfiles Ama – 12, Ama – 11 y el perfil Ama – 65.

#### **- Secuencia Sísmica U0**

En el perfil Ama – 12, la secuencia más somera de este conjunto corresponde a la secuencia U0 (Fig. 4.2.4), caracterizada como una facie sísmica de baja energía, la cual presenta una estratificación y una buena continuidad horizontal. Alcanza una potencia de 0.2 seg (TWT) descansando discordantemente sobre la secuencia U1 y la secuencia UD. En el perfil Ama – 65 (Fig. 4.2.9) hacia el oeste del dominio superior, la unidad U0 muestra un espesor mayor alcanzando los 0.35 seg (TWT), correspondiendo al relleno sintectónico dentro de una pequeña cuenca (cdp: 4050).

A esta capa se la ha denominado secuencia U0, al igual que en el borde este por ser la secuencia mas joven depositada aunque sus materiales sean de diferentes fuentes. La secuencia U0 en la parte suroeste del perfil Ama – 12 descansa en una zona de posible deslizamiento, y se la interpreta como materiales que han

sido retrabajados y son poco compactados, evidenciado por la baja energía de su respuesta sísmica.

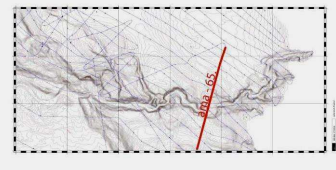
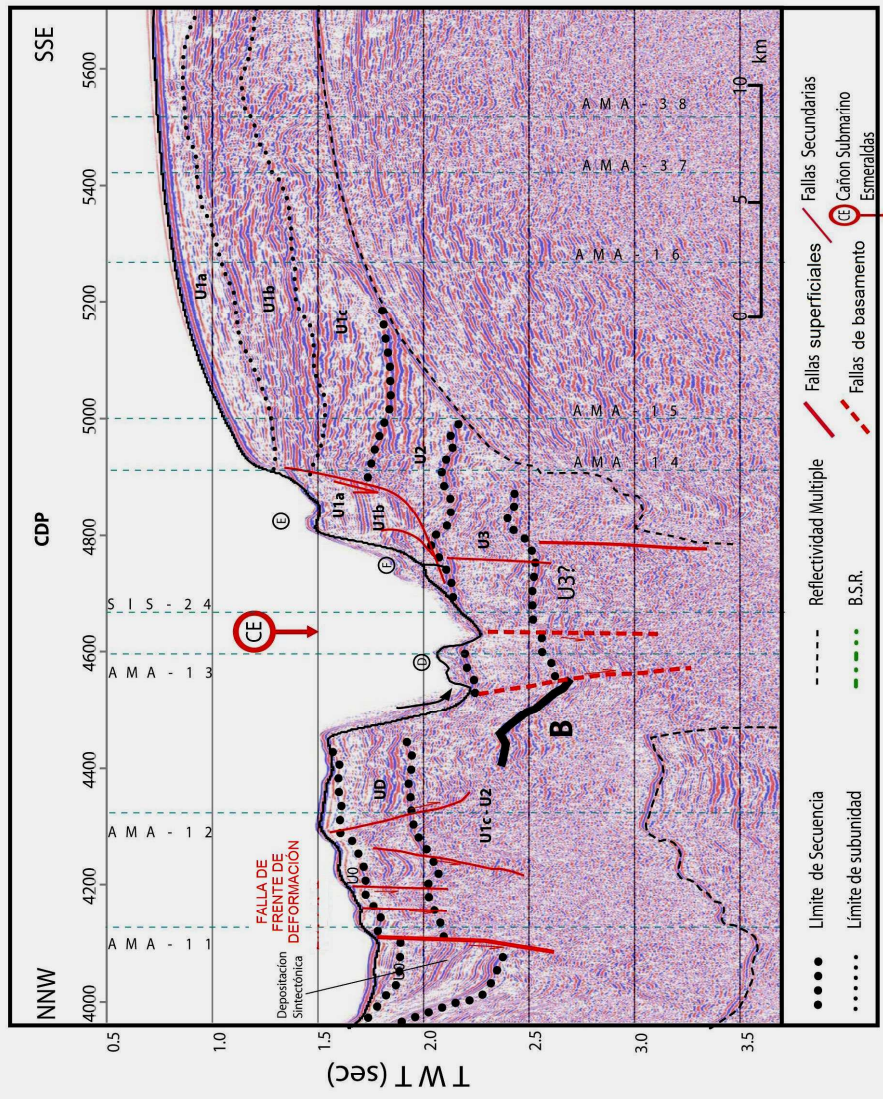
#### **- Secuencia Sísmica UD**

La secuencia UD se encuentra en discordancia con la secuencia que la sobryace U0, que a su techo muestra una superficie muy irregular considerada como una superficie de erosión (Fig. 4.2.4). Se caracteriza por su facie de tipo caótica de poca energía que alcanza una potencia de 0.4 seg. (TWT) hacia el lado oeste de este dominio, mientras disminuye de espesor hacia el cañón Esmeraldas. La secuencia UD descansa sobre una superficie de erosión al techo de la unidad U1b.

#### **- Secuencia sísmica U1**

Las subsecuencias U1a y U1b solo se encuentran presentes en el registro sísmico del perfil Ama – 12. La subsecuencia U1a solo se encuentra presente en el lado oeste del borde oeste el cañón; muestra una brusca truncación de sus reflectores con el fondo del mar, los cuales se correlacionan con las cicatrices morfológicas de los dos deslizamientos (V y W Fig. 4.1.2). La subsecuencia U1b, se encuentra subyacida por la subsecuencia U1 c, con una potencia de 0.2 seg. (TWT). U1b se encuentra limitada hacia la parte oeste del borde oeste, ya que se encuentra truncada por la secuencia UD.

# AMA - 65



Ubicación del Perfil Ama-65 sobre el CE

Fig 4.2.9: Perfil sísmico AMA 65. Perfil sísmico muestra en el borde este, el efecto de fallas gravitacionales para formar los bloques rotacionales (E). Se ha interpretado el desplazamiento de todas las secuencias sísmicas a lo largo de una falla normal, interpretada como gravitacional. Sobre el cauce del cañón existen algunos deslizamientos, los cuales muestran facies caóticas (D y F.). En el borde oeste se puede observar un gran desplazamiento de la zona de falla B, y su actividad sísmica.

Sobre el Perfil Ama – 11 (Fig. 4.2.10) la subsecuencia U1c muestra una facie sísmica caótica muy difusa, y parece estar muy deformada. En su interior se pueden notar unos pocos reflectores de fuerte energía pero con una mala continuidad vertical y horizontalmente. No existe un paso marcado entre la subsecuencia U1c y la secuencia U2.

Con estas correlaciones que se han realizado de lado y lado del cañón se puede deducir que se dieron procesos similares de depositación de ambos lados del cañón, es decir todas las capas sedimentarias nombradas anteriormente (excepto U0), posiblemente han sido depositadas probablemente previo a la formación del cañón submarino en un ambiente tectónicamente tranquilo ya que pueden haber sido capas horizontales, deformadas posteriormente.

#### - **El Basamento**

En el borde oeste del cañón submarino, hacia la base de la unidad U2 en el perfil Ama – 15 (Fig. 4.2.6), se observa una capa con reflectores muy fuertes y discontinuos, a los cuales se los ha asociado con el techo de una capa inferior que se torna bastante caótica en sus propiedades sísmicas hacia profundidad, sin encontrar indicios de su base debido al ruido. Para poder entender las características de esta capa es necesario recurrir al análisis de registros de sísmica más profunda, proporcionados por los perfiles sísmicos de la campaña SISTEUR.

El perfil que puede ayudar a la interpretación es el perfil SIS – 24 (Fig. 4.2.11), el cual cruza el cañón y que se encuentra ubicado a unos 7 km. al noroeste del perfil Ama – 13 (Fig. 4.2.5). Al analizar este perfil de sísmica profunda se puede observar una firma sísmica mas densa hacia la profundidad de 1400 metros (1.3 seg.), que se ha considerado como el basamento. En este perfil se puede observar que el contacto de fuerte energía se extiende a los dos lados del cañón submarino, con la particularidad de que al lado este se encuentra a una profundidad mayor (3.6 seg. = 3600 m) que el lado oeste (2.5 seg. = 2500 m).

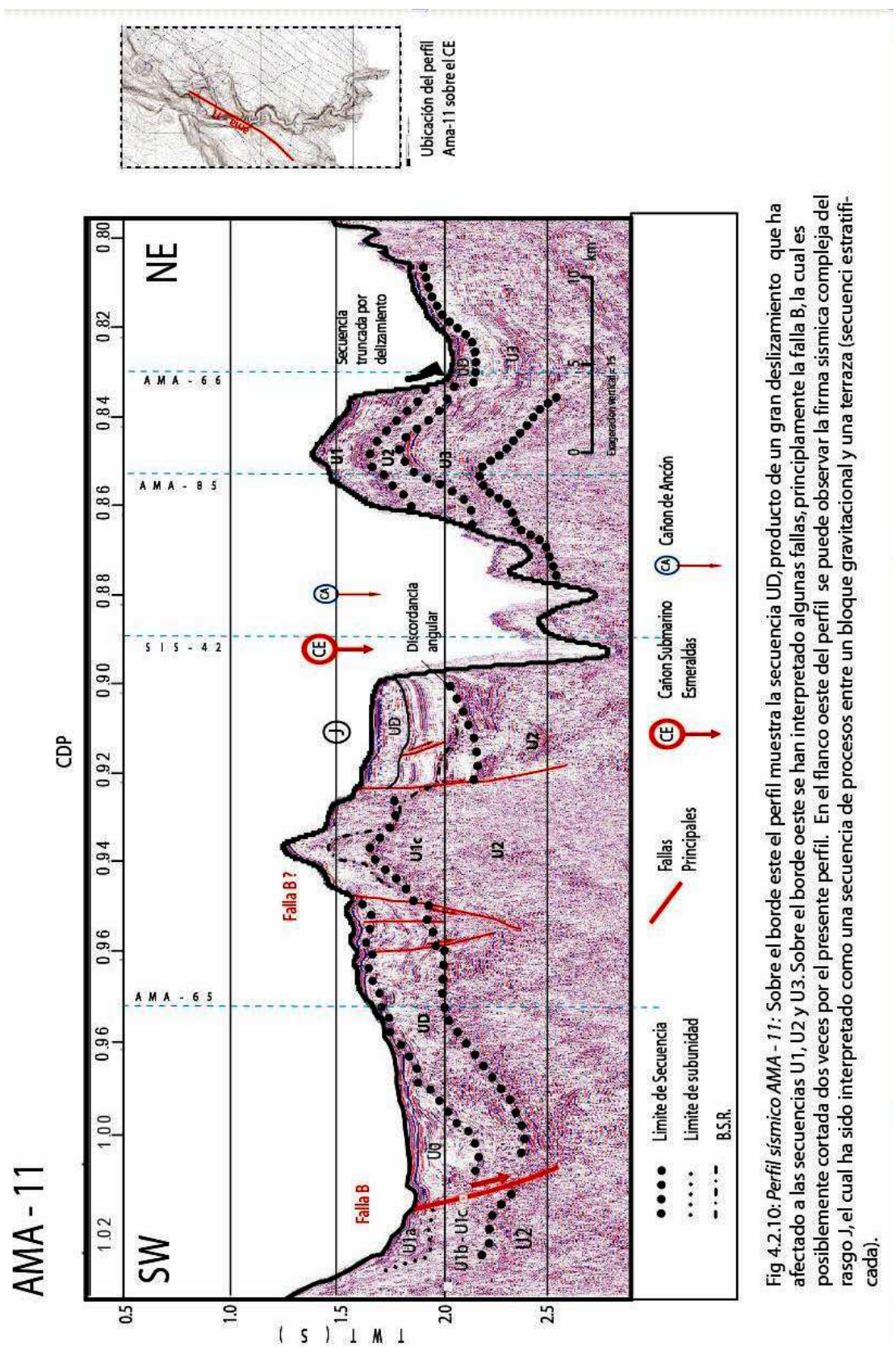


Fig 4.2.10: Perfil sísmico AMA - 11: Sobre el borde este el perfil muestra la secuencia UD, producto de un gran deslizamiento que ha afectado a las secuencias U1, U2 y U3. Sobre el borde oeste se han interpretado algunas fallas, principalmente la falla B, la cual es posiblemente cortada dos veces por el presente perfil. En el flanco oeste del perfil se puede observar la firma sísmica compleja del rasgo J, el cual ha sido interpretado como una secuencia de procesos entre un bloque gravitacional y una terraza (secuencia estratigráfica).

# SIS - 24

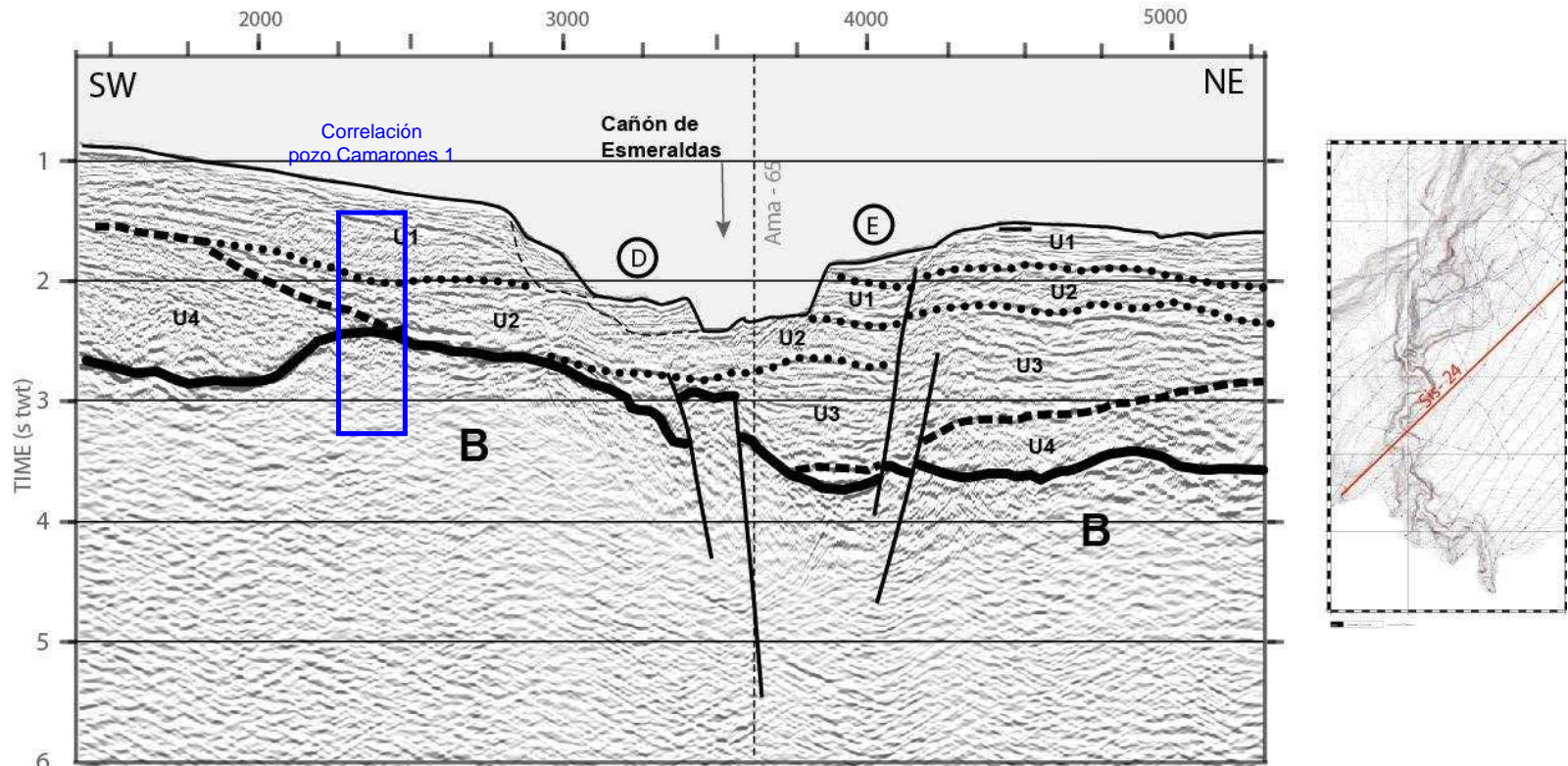


FIG 4.2.11: Perfil sísmico Sis - 24: Perfil de sísmica profunda de la campaña SISTEUR, caracterizado por su mayor penetración de exploración, con una resolución menor que los perfiles de la campaña Amadeus. En este perfil se ha interpretado el horizonte del basamento ( B ) como una superficie irregular que se encuentra desfasado verticalmente al menos 1 seg TWT , debido a la acción de fallas enraizadas en él. Se puede interpretar la secuencia U4, la cual ha sido asociada con el basamento y que puede corresponder a materiales sedimentarios más antiguos y compactados.

Tomando en cuenta las profundidades de aparición del basamento en el perfil Sis – 24, se ha hecho la analogía hacia el perfil paralelo Ama – 13 para encontrar la profundidad del basamento, y ha coincidido con la aparición de una secuencia de fuerte reflexión sin continuidad a los 2.5 seg. que parece estar presente solo en el lado oeste del cañón submarino y que se pierde casi debajo del mismo. En el Perfil Ama – 13 (Fig. 4.2.5) se ha identificado el contacto del basamento con una línea mas gruesa y con la denominación B. Tomando como referencia la firma sísmica del basamento sobre el perfil Ama – 13, se ha podido deducir el mismo tipo de señal sobre el perfil Ama – 14 (Fig. 4.2.12), donde el basamento propuesto se encuentra a una menor profundidad que sobre el perfil Ama – 13 a unos 2000 metros de profundidad (2 seg.). Se puede notar que en el perfil Ama – 14 la secuencia sísmica en el borde oeste es bastante clara, muy similar a la secuencia interpretada en el perfil Ama – 15 (Fig. 4.2.6). Estos perfiles al ser cercanos y muy paralelos permiten trasladar los datos de un perfil a otro y encontrar la analogía del basamento en el perfil Ama – 15. Así, sobre el perfil Ama - 15, se encuentra el mismo tipo de firma sísmica a una profundidad de 2000 metros (2 seg.) proponiéndolo como el basamento (Fig. 4.2.6)

Del análisis anteriormente realizado, y con la ayuda del perfil Sis – 24, se puede interpretar la secuencia del borde este mucho mas potente que la secuencia del borde oeste, posiblemente debido a un levantamiento vertical del basamento , y se puede evidenciar la depositación de una unidad mas antigua distinguida solo en el lado este como es U4. Esta unidad podría ser la base de la secuencia total depositada en una cuenca, como muestra la imagen del perfil Sis – 24. El análisis de todos los perfiles sísmicos indica que el basamento se profundiza desde el domino margen superior hacia el dominio margen inferior. A partir del perfil Ama – 14 (Fig. 4.2.12) se puede sugerir que localmente, el cañón puede alcanzar el basamento acústico.



# AMA - 14

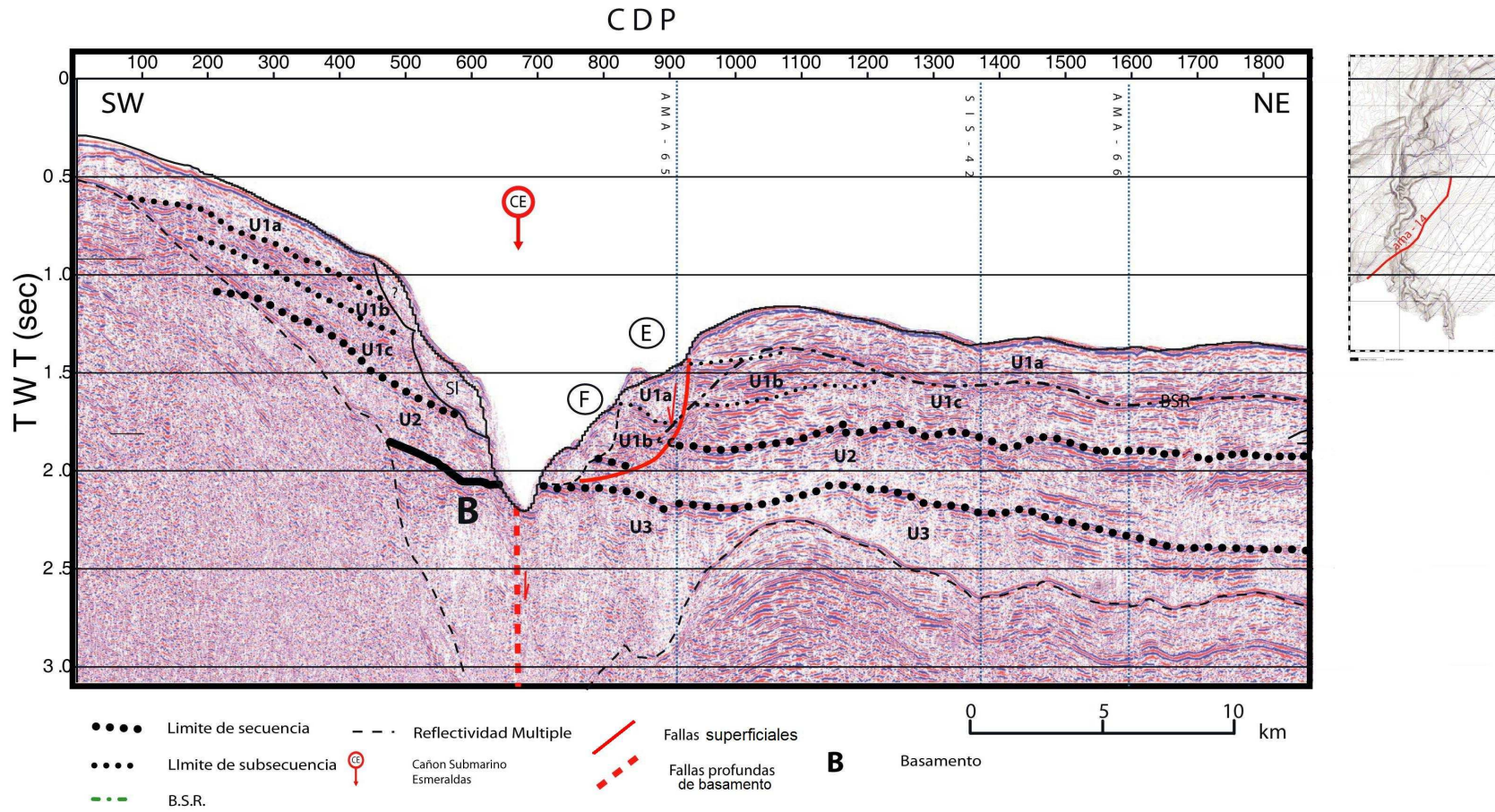


Figura 4.2.12. Perfil sísmico Ama – 14: las secuencias sísmicas del borde oeste son muy regulares, U1 y U2 descansan sobre el basamento B, el cual se encuentra afectado por una falla profunda. Hacia el borde este, los rasgos E y F interpretados como un bloque gravitacional y un deslizamiento al pie del bloque

### **4.2.3 CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DE LOS RASGOS MORFOLÓGICOS DE TIPO PLATAFORMA ASOCIADOS AL CAÑÓN SUBMARINO.**

#### **4.2.3.1 Perfiles sísmicos de secciones transversales simples del cañón Esmeraldas**

El análisis de la morfología del cañón ha mostrado dos tipos de secciones transversales simples, las cuales corresponden a forma en U y en V (Fig. 4.1.11). Se ha denominado secciones simples ya que no tienen rasgos morfológicos asociados en los flancos del cañón. Para ilustrar la geología de estos tipos de secciones, se van a utilizar dos perfiles sísmicos característicos de estos rasgos sencillos, los perfiles Ama – 15 (Fig. 4.2.6) y Ama – 85 (Fig. 4.2.13)

El perfil Ama – 15 (Fig. 4.2.6) muestra que el cañón corta de una manera muy bien definida las secuencias sísmicas U1 y U2 de lado y lado del cañón, sin mostrar rasgos importantes asociados a desestabilización o depositación en los flancos y en el fondo del cañón. Estas características sugieren que el cañón se encuentra actualmente erosionando la cobertura sedimentaria y localmente alcanzando el basamento como se puede ver en el perfil Ama – 14 (Fig. 4.2.12).

En contraste al perfil Ama – 15, el perfil Ama – 85 (Fig. 4.2.13) que corta el cañón en el Dominio Margen Inferior, muestra que el fondo plano del cañón está subyacente por una pequeña secuencia (menos que 0.1 seg. TWT) con características sísmicas muy poco visibles a la escala de trabajo; sugiriendo una depositación de materiales sedimentarios en el fondo del cañón.

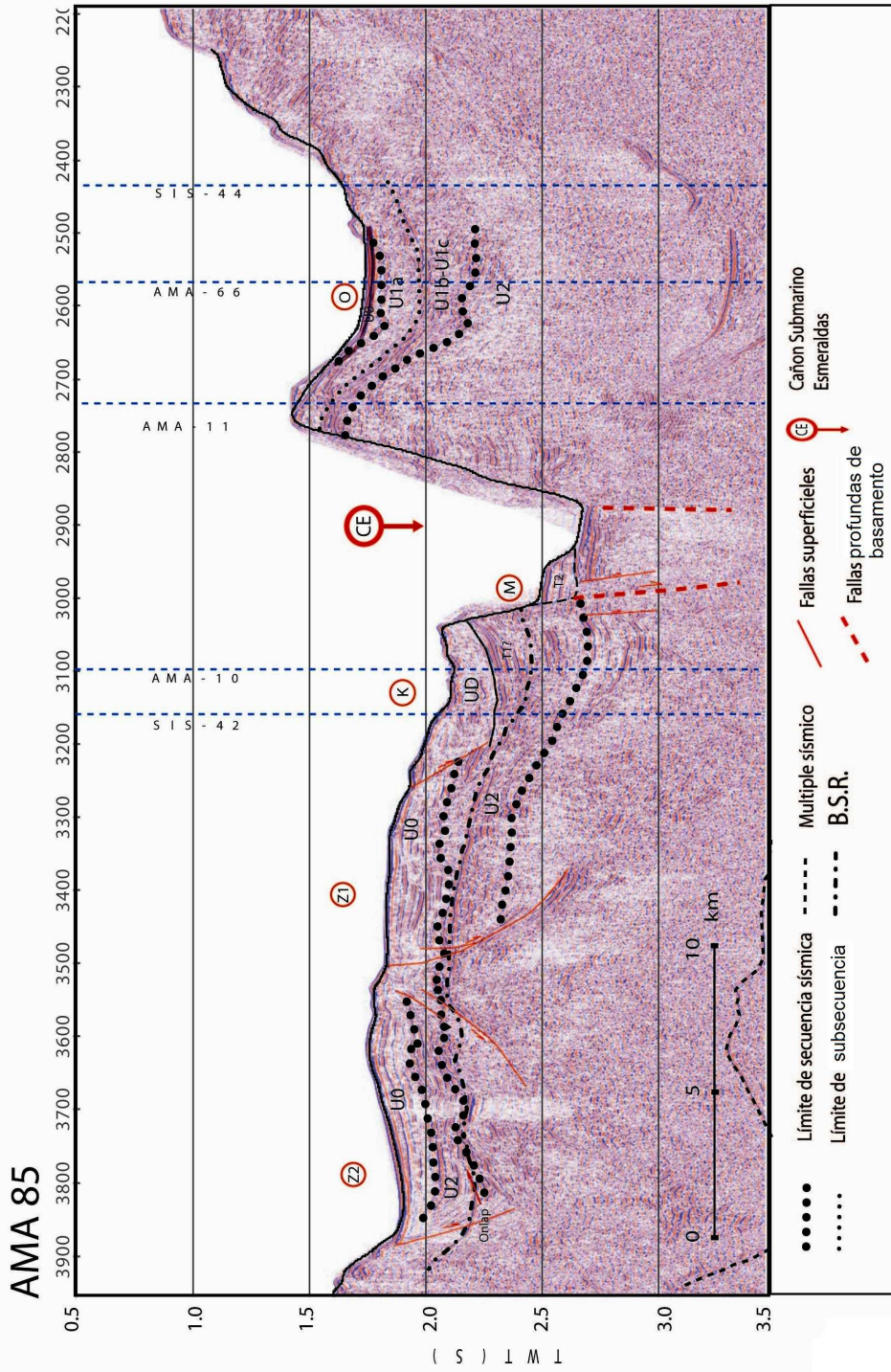


Fig 4.2.13: Perfil sísmica AMA - 85: Sobre este perfil se puede observar un lecho menor del cañón bastante amplio dándole una forma característica en U. Las secuencias sísmicas no son claras, por lo que se atribuye a una fuerte acción tectónica, principalmente en el lado este del cañón. El lado oeste muestra un par de fallas interpretadas como conjugadas, de buzamientos contrarios que limitan los rasgos Z1 y Z2. Estos rasgos los cuales se encuentran formados por materiales que muestran facies estratificadas (U0) discordantes con la superficie de erosión al techo de U2.

#### 4.2.3.2 Secciones sísmicas a través de las plataformas morfológicas asociadas al cañón Esmeraldas

Según el análisis morfológico (capítulo 4.1), se han observado secciones transversales del cañón de morfología más compleja que la observada en el perfil Ama – 15 (Fig. 4.2.6), en las cuales se diferencian flancos de formas irregulares y rasgos tipo plataforma. Se han seleccionado algunos perfiles sísmicos considerados como representativos para la descripción de las características sísmicas de estas plataformas como son: Ama – 39, Ama – 38, Ama – 37, Ama - 12, y Ama – 85.

##### 4.2.3.2.1. Terrazas Submarinas

Para el análisis sísmico de las terrazas asociadas al cañón submarino, que en el estudio morfológico hemos denominado como plataformas, se ha escogido las líneas sísmicas donde se muestran estos rasgos con facies sísmicas de tipo estratificada, una apariencia plana sobre la morfología, y que se encuentre discordante con la secuencia sedimentaria hacia los bordes del cañón. Con estos criterios los rasgos que se han encontrado en el dominio del Cañón Esmeraldas se describen a continuación:

Sobre el perfil Ama – 39, en el CDP 5200, se puede observar una discordancia sísmica marcada como **se** (Fig. 4.2.14), donde los sedimentos hacia el SW de este contacto, muestran una clara estratificación, son muy horizontales y presentan una buena continuidad, limitados hacia el SW por el flanco del cañón. Mientras al NE de la superficie de erosión (**se**) se muestran capas de baja energía totalmente diferentes. En el CDP 1300 se puede observar el rasgo morfológico A, el cual sísmicamente se caracteriza por poseer reflectores muy paralelos y de mucha energía los cuales son truncados bruscamente hacia su límite este por los sedimentos del borde del cañón. El paquete de sedimentos alcanza una potencia de 0.4 seg. TWT llegando hasta el nivel del fondo del cañón actual.

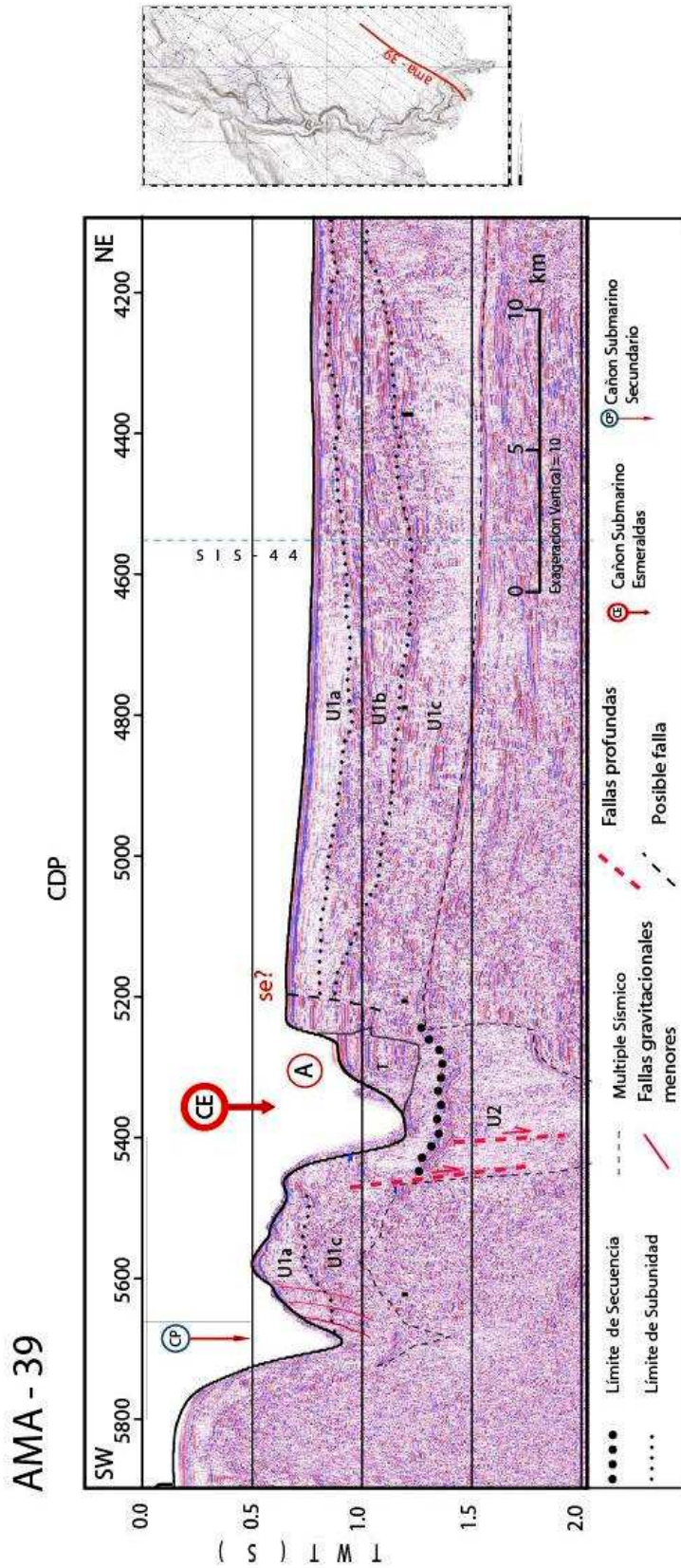


Fig 4.2.14: Perfil sísmico Alma - 39. Sección transversal ilustrando dos rasgos de tipo terrazas submarinas (A). Muestran una discordancia de los sedimentos con el borde este del cañón, y su facie sísmica estratificada. En el CDP 5200 se puede observar una superficie de erosión inicial, que corta bruscamente las secuencias sísmica U1. Se han interpretado dos niveles de rellenos: un primer relleno que limita al lado NE con la superficie de erosión (se) o antiguo flanco del cañón, y T una terraza submarina.

En un principio se puede pensar en el desplazamiento de las sedimentos del rasgo A como efecto de una falla normal lístrica, ya que los espesores y las firmas sísmicas coinciden, pero no existe evidencia de rotación ya que los estratos se encuentran muy horizontales. Por su forma muy plana y sus estratos horizontales se puede considerar como el remanente de un relleno en el cañón submarino y la evolución de una terraza contigua correspondiente al rasgo A.

El perfil Ama – 85 (Fig. 4.2.13) muestra una forma en U característica a través del subsegmento SB3, la cual se encuentra localmente perturbada hacia el fondo por el emplazamiento de una plataforma M (CDP 3000, Fig. 4.2.13). Este perfil muestra que bajo la plataforma M, existe una secuencia sísmica bien estratificada, la cual se encuentra limitada hacia su base por un fuerte reflector que parece coincidir con el fondo del cañón interpretándolo como un paleo-cauce. El límite oeste de la plataforma M muestra la truncación de sus reflectores paralelos, al yuxtaponerse a los reflectores de la secuencia sísmica del borde oeste del cañón. Se pueden interpretar esta truncación como el resultado de la acción erosiva del cañón submarino y la secuencia M como el remanente de un relleno que posteriormente ha sido parcialmente erosionado por el flujo de sedimentos en el cauce del cañón. Por su morfología muy plana y las características sísmicas, se interpreta el rasgo M como una terraza, y que corresponde al principal ejemplo de terrazas submarinas en la zona.

#### *4.2.3.2.2. Deslizamientos*

A partir de la interpretación morfológica, en una primera instancia se ha establecido tres posibles zonas de deslizamientos importantes en el cauce del cañón submarino, las cuales se las ha denominado como los rasgos D y F en el subsegmento SB1, el rasgo H sobre el subsegmento SB2 (Fig. 4.1.10), y el rasgo R1 y R2 en el subsegmento SB4 (Fig. 4.1.11). Para su caracterización se analizará los perfiles sísmicos Ama – 13 y Ama – 54 que cortan respectivamente los rasgos D y R.

Sobre el perfil Ama – 13 (Fig. 4.2.5), en el fondo del cañón se encuentra emplazado un cuerpo de morfología compleja, denominado D y de características sísmicas como reflectores discontinuos y difracciones con una facie caótica. Este cuerpo descansa sobre un fuerte reflector subhorizontal casi al nivel del fondo actual del cañón, y se yuxtapone con una pendiente más fuerte a los reflectores de las secuencias del margen oeste del cañón sugiriendo que no son reflectores continuos. Este fuerte reflector hacia la base es interpretado como el paleo – cauce del cañón, evidencia clara de que su curso ha sido movilizado lateralmente. Principalmente por la presencia del paleocauce y por que este rasgo se encuentra directamente relacionado a una cicatriz morfológica semi-circular colgada al pie de la plataforma de Esmeraldas, se interpreta el rasgo D como un deslizamiento emplazado sobre el fondo del cañón, que en este tramo posiblemente tenía una sección transversal U con un lecho menor bastante amplio y con paredes abruptas.

Sobre el mismo perfil Ama – 13, hacia el borde este, se encuentran evidencias sísmicas de la estructura interna del rasgo H. Este perfil tiene un rumbo muy paralelo al flanco sureste del cañón, dirección que dificulta la buena caracterización del rasgo. La sísmica indica que el rasgo H se encuentra ubicado entre a la base de una cuchilla que corresponde a materiales de la unidad U1. La facie sísmica del rasgo H no muestra ningún tipo de estructura interna, y aparece como una facie transparente caótica. En el análisis morfológico se ha visto que las curvas de nivel muestran un carácter un tanto irregular. Con esta información se puede interpretar este cuerpo como un deslizamiento, al cual el perfil Ama – 13 corta en forma perpendicular a su movimiento..

El perfil Ama – 54 (Fig. 4.2.15) se encuentra atravesando el cañón submarino sobre el segmento SB4, en las cercanías de la desembocadura del cañón, donde en el análisis morfológico se ha localizado el rasgo R (Fig. 4.1.8). Se ha dividido el rasgo morfológico en dos cuerpos R1 y R2 separados por un circo. El rasgo morfológico presenta una facie sísmica caótica hacia su base, sugiriendo la actividad del deslizamiento y la inestabilidad de los materiales.

# AMA 54

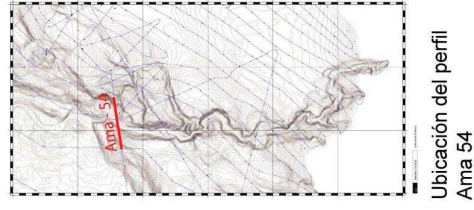
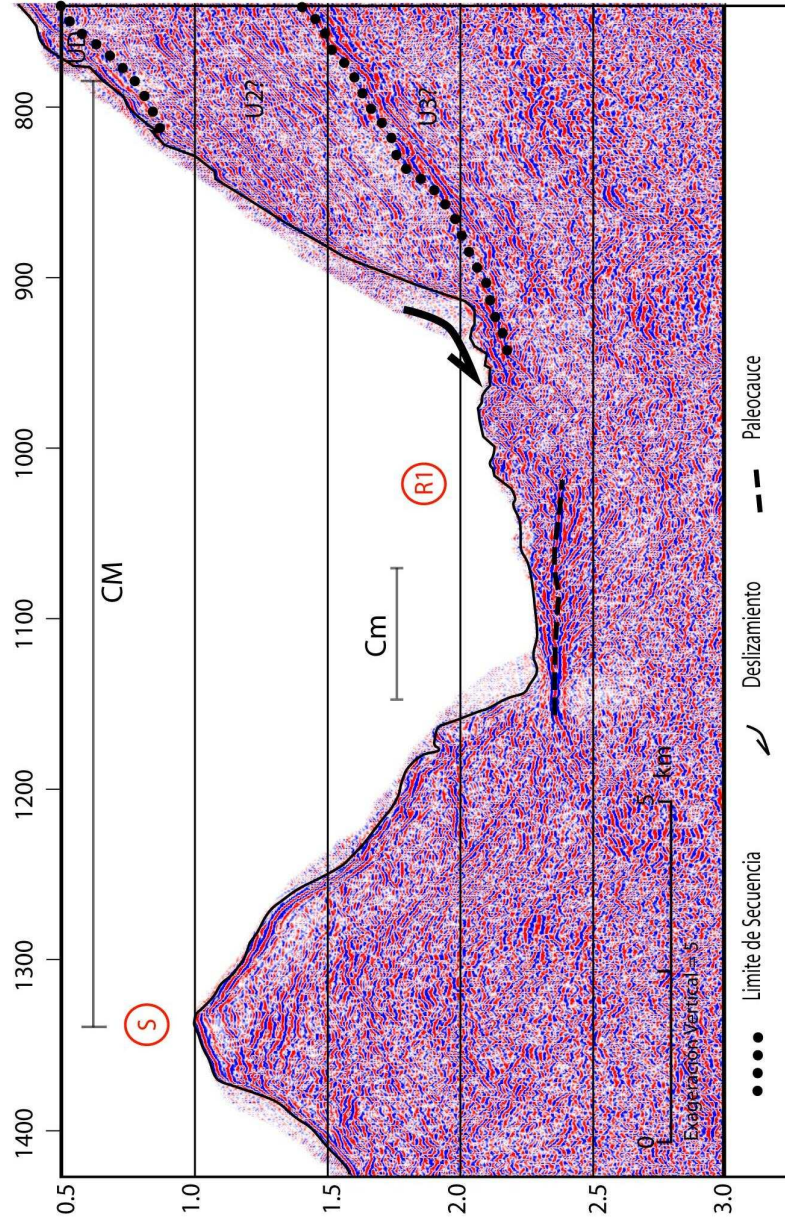


Fig 4.2.15: Perfil sísmico Ama - 54 . Muestra la sección transversal del cañón submarino en el segmento SB4. Con un cauce mayor (CM) bastante ancho, en comparación a un agosto cauce menor (Cm) . El rasgo principal es el deslizamiento R1, el cual muestra una facie caótica.



Además los rasgos R1 y R2 se encuentran ubicados en la zona donde las mayores pendientes de la zona se localizan. El perfil Ama – 54 muestra un cuerpo de firma sísmica muy caótica (R1), con reflectores muy fuertes además de difracciones; su morfología es muy irregular y su límite inferior se encuentra marcado por un estrato fino de fuerte reflexión y que se muestra subhorizontal, interpretado como el paleo – cauce del cañón. Por estas evidencias el rasgo R1 en el perfil Ama – 54 ha sido interpretado como la parte distal de un gran deslizamiento (R1 en el perfil Ama – 66 Fig. 4.2.2) hacia la desembocadura del cañón submarino.

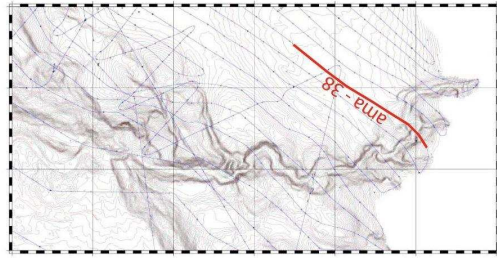
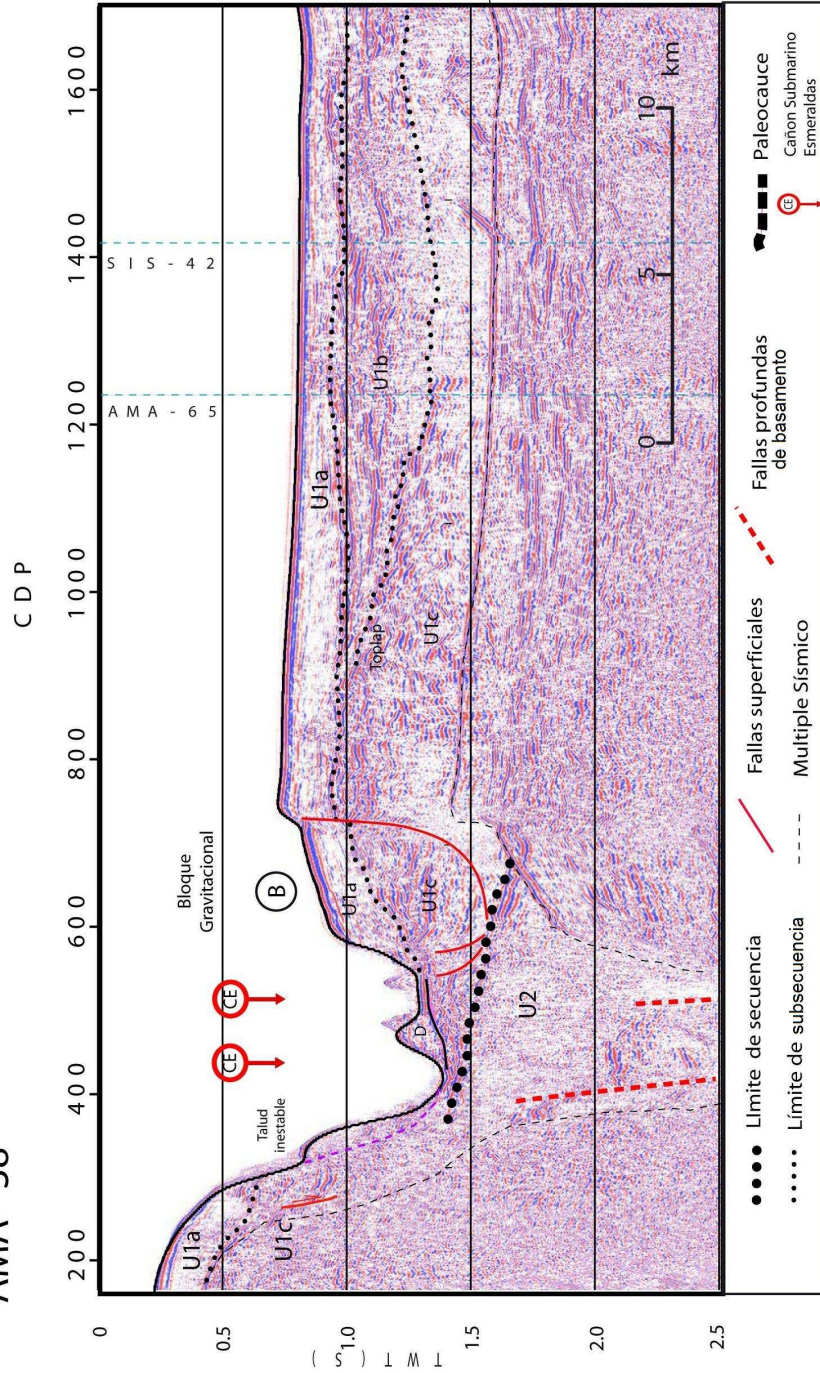
En el perfil Ama – 38 (Fig. 4.2.16), se puede observar un bloque emplazado en el fondo del cañón, a continuación del rasgo B, sísmicamente caracterizado por una facie estratificada hacia la base y caótica hacia el techo y de morfología irregular. Al igual que en el perfil Ama – 13 (Fig. 4.2.5), el bloque descansa sobre un estrato de fuerte reflectividad, interpretado como el paleo - cauce. Este rasgo se lo interpreta como un deslizamiento al pie del rasgo B.

#### *4.2.3.2.3.- Bloques gravitacionales desplazados por fallas.*

De las plataformas descritas en el análisis morfológico se puede reconocer algunas que no corresponden a terrazas submarinas. La sísmica de reflexión indica que algunas plataformas son el resultado de procesos gravitacionales por efecto de fallas de gravedad de forma lítrica muy locales que generalmente tienen formas semicirculares en el plano horizontal y en sección vertical.

El perfil Ama – 38 (Fig. 4.2.16) corta el subsegmento SA2 del cañón, mostrando que dentro del rasgo B se observa el mismo tipo de estratificación que en el borde este del cañón. La morfología indica un deslizamiento hacia el sur o suroeste (Fig. 4.1.9). Las subsecuencias U1a y U1c debajo de la plataforma B se encuentran desfasadas verticalmente alrededor de 100 m. por a lo largo de una falla lítrica.

AMA - 38



Ubicación del perfil Ama-38 sobre el CE

Fig. 4.2.16 Perfil sísmico AMA 38. Este perfil sísmico muestra las características de un deslizamiento (B2) el cual posee facies estratificadas hacia la base y caóticas hacia el tope, y subyace a un fuerte reflector interpretado como el paleocauc. Además ilustra un bloque gravitacional, basculado sobre un plano de falla menor. Este bloque muestra una estructura interna semejante a la encontrada en el borde este, de donde se interpreta se ha desprendido..

Dentro del bloque gravitacional B, se puede identificar el efecto del basculamiento de los estratos con la contra pendiente de algunas reflexiones en la subsecuencia U1c. Hacia el techo del bloque, la batimetría no indica una contra pendiente posiblemente sugiriendo que la pendiente inicial del fondo del mar era muy fuerte en dirección hacia el cañón submarino, antes del basculamiento. El pequeño desfase vertical de este bloque gravitacional puede ser debido a la contrapendiente del tope de la subsecuencia U2 que ha impedido un gran deslizamiento hacia el sur.

El perfil Ama – 37 (Fig. 4.2.17) muestra otro bloque gravitacional que corresponde a la plataforma C en el análisis batimétrico (Fig. 4.1.2), que al igual que el perfil Ama – 38 (Fig. 4.2.16) está limitado por una falla de gravedad que ha desfasado verticalmente las secuencias sísmicas de la cuenca de Manglares. La geometría de la cicatriz sugiere un deslizamiento hacia el oeste-noroeste (Fig. 4.1.9) Al contrario del perfil Ama – 38, el cual corta el bloque gravitacional B y su falla lítrica en la dirección del deslizamiento, el perfil Ama – 37 representa una sección del bloque C y de su falla lítrica asociada, perpendicular a la dirección de deslizamiento. Entonces el efecto del basculamiento no es visible a lo largo del perfil Ama – 37, y la falla lítrica parece cambiar bruscamente de un buzamiento sub-vertical a un buzamiento subhorizontal. En este escenario una gran parte de la subsecuencia U1c fue cortada, y removida hacia el norte antes de ser evacuada por el cañón. (Fig. 4.2.17).

El perfil Ama – 65 (Fig. 4.2.9) muestra otro ejemplo de bloque gravitacional que en la morfología corresponde al rasgo E, sustentado también por el perfil Sis – 24 (Fig. 4.2.11) y Ama – 14 (Fig. 4.3.12). La geometría de la cicatriz del rasgo E sugiere un deslizamiento hacia el oeste-noroeste (Fig. 4.1.10). Se ha interpretado en el perfil Ama – 65 el desplazamiento vertical de la unidad U1 a lo largo de una falla lítrica la que corresponde en la batimetría al escarpe que limita el rasgo E de la cuenca de Manglares. Las secuencias sísmicas que son bien estratificadas y que se encuentran de cada lado de esta falla muestran estructuras caóticas, reflejando su actividad pasada. Aquí se puede notar que una gran parte de la unidad U2 fue cortada por la falla y arrastrada por la erosión del cañón.

# AMA - 37

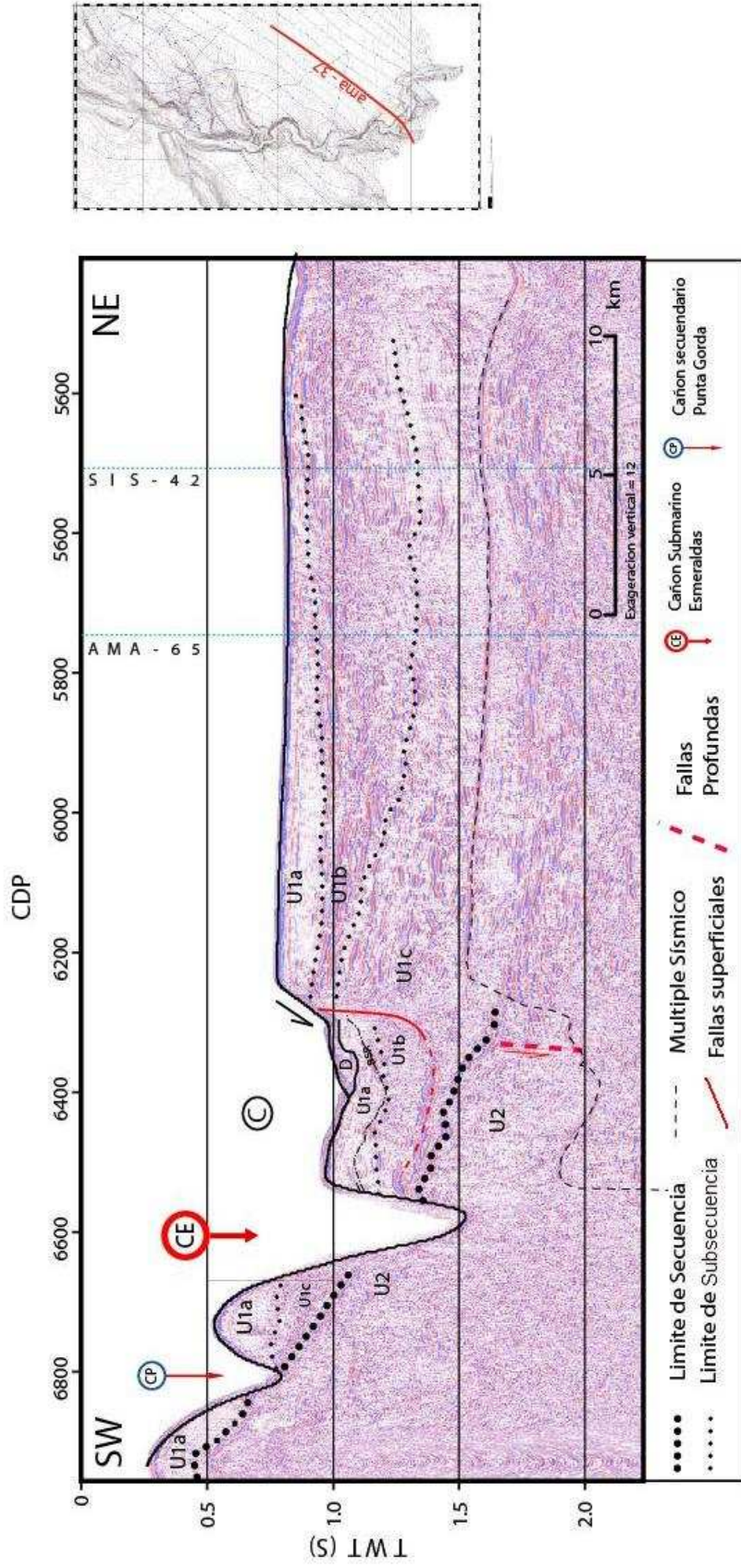


Fig 4.2.17: Perfil sísmico AMA 37: Perfil sísmico muestra la formación de un bloque gravitacional, el cual conserva su estructura interna, semejante a la estructura del borde este. Sobre este bloque gravitacional (C) se han depositado materiales deslizados desde el borde. Las secuencias sísmicas en el borde este son bien definibles, notándose la desaparición de la secuencia U1b en el borde oeste.

Sobre el perfil Ama – 12 (Fig. 4.2.4) el rasgo más importante que se puede describir es el gran meandro, del cual se ha hablado en la descripción morfológica, ubicado hacia el borde oeste del cañón. Dentro de este gran meandro se ubica una plataforma a una profundidad de 1550 m bnm denominada rasgo Ia (Fig. 4.1.2). Este rasgo consta de una facie sísmica superior transparente con algunos reflectores fantasmas poco continuos horizontales con cierta estratificación, con una potencia que alcanza los 200 m. La facie sísmica inferior corresponde a materiales caóticos con fuertes reflectores.

Sobre el mismo borde, a menor profundidad se encuentra otro rasgo morfológico denominado Ib, el cual una facie transparente, estratificada y con señales de la acción de pequeñas fallas gravitacionales. Posiblemente este cuerpo se encuentre limitado por una falla hacia el suroeste como se interpreta en el perfil Ama – 12 y hacia la base es difícil definir el límite debido a la presencia del BSR.

La facie superior del rasgo Ia se correlaciona por su firma sísmica con la facie de la secuencia Ud interpretada en el rasgo Ib y consecuentemente la facie inferior de Ia con la facie caótica indefinida que subyace al rasgo Ib. Esto sugiere un desfase vertical posiblemente por el efecto de una falla gravitacional de forma lístrica, que provoca este bloque gravitacional.

En el caso del rasgo J, el perfil Ama – 11 (Fig. 4.2.10) muestra un caso de bloque gravitacional más complejo que los casos descritos en los perfiles para los rasgos B y C. El perfil sísmico muestra un paquete de 0.5 seg. TWT (500 m) de potencia, dividida en dos facies sísmicas. Una facie transparente estratificada hacia la parte superior, que podría corresponder a la continuación de la unidad UD, con algunos reflectores discontinuos con ondulación hacia su límite oeste. La segunda facie, debajo de Ud, tiene baja energía, con algunos reflectores fantasmas de fuerte energía muy continuos horizontalmente caracterizada como una facie fantasma. Dentro de la segunda facie se puede observar un BSR. Todo este paquete descansa discordantemente sobre una secuencia de muy fuerte energía interpretado como U2, con reflectores muy continuos horizontalmente y

verticalmente, los cuales se encuentran bruscamente truncados hacia su límite oeste, yuxtaponiéndose con una facie caótica en el borde. Además mostrando una contra pendiente que es un argumento más para caracterizar este rasgo como un bloque gravitacional.

Se interpreta el rasgo J como un bloque desplazado por una falla un tanto mas complejo que los anteriormente nombrados, ya que la falla que actúa sobre el rasgo J parece ser muy profunda según el perfil sísmico Ama – 11 (Fig. 4.2.10) El análisis sísmico de las secuencias de este rasgo parece indicar una serie de procesos que han actuado para su formación, como son cronológicamente el basculamiento por efecto de la falla, la depositación de una terraza y por último la depositación de una nueva unidad posiblemente UD.

#### **4.2.4 EVIDENCIAS SÍSMICAS PARA LA CARACTERIZACIÓN DE FALLAS TECTÓNICAS MAYORES**

##### **4.2.4.1 Sistema de fallas Norte - Sur:**

Para poder reconocer este conjunto de fallas, es necesaria la interpretación del perfil de sísmica más profunda Sis – 24 (Fig. 4.2.11). En él se puede observar un desfase vertical del basamento entre: el borde oeste donde el basamento es más somero, y el borde este donde es más profundo. La diferencia de profundidad es 1 seg. (TWT) que corresponde a aproximadamente 1.5 km. Este desfase se encuentra arreglado por una serie de fallas como se interpreta en el perfil Sis – 24.

Las fallas principales que se han interpretado se encuentran enraizadas en el basamento debajo del eje del cañón. Estas fallas no parecen afectar la cobertura sedimentaria depositada sobre el basamento, sugiriendo que estas fallas no están activas, en base a las evidencias a la escala de la resolución de la sísmica, y posiblemente fueron anteriores a la depositación de las secuencias sísmicas que subyacen al basamento.

Adicionalmente sobre los perfiles de sismica Ama – 13, 14, 15 y 65, se ha interpretado el basamento hacia el borde oeste en contacto con la secuencia de depositación de la cuenca de Manglares. Sobre la base de esta interpretación se sugiere una zona de fallas en el contacto entre esta secuencia sedimentaria y el basamento.

Sobre el perfil Ama – 85 (Fig. 4.2.13), no es posible la identificación del basamento. Sobre este perfil se puede observar un contraste debajo del flanco oeste cañón (CDP 3000), entre una secuencia bien estratificada y energética en el borde oeste y una secuencia de facie caótica, 0.3 seg (TWT) debajo del cauce. Este contraste de características sísmicas, es interpretado como el efecto de una falla profunda la cual ha puesto en contacto rocas de diferente naturaleza y que posiblemente afecte al basamento acústico.

Por el análisis de estos datos se puede proponer una dirección de fallamiento mayor que afecta el basamento en dirección norte – sur, en dirección del lineamiento L1 interpretado sobre la morfología (Fig. 4.1.2), además se ha inferido el trazo de estas fallas en la superficie sobre el mapa estructural (Fig. 4.3.8). No se puede excluir la influencia de otras fallas de dirección oblicua al cañón submarino que pueden estar relacionadas con el lineamiento L2 y L3 de rumbos NW y NE respectivamente, interpretados sobre la base morfológica.

#### **4.2.4.2 Sistema de fallas oblicuas al cañón Esmeraldas:**

##### *4.2.4.2.1. Falla de Ancón:*

Los perfiles sísmicos que cruzan el lineamiento de dirección noreste – suroeste, denominado L3, muestran evidencias para interpretar un sistema mayor de fallas, al cual se lo ha denominado la Falla de Ancón (Collot et al. 2005) el cual parece cruzar y controlar la morfología del cañón de Esmeraldas cerca de la latitud 1°34'. Este sistema de fallas marca un límite estructural entre los dominios morfológicos Cuenca de Manglares y OBH.

Sobre el perfil Ama – 66, el cual cruza el lineamiento L3, se puede observar una clara deformación tectónica: una estructura anticlinal asociada a una falla normal que buza hacia el sureste y desplaza verticalmente los sedimentos del flanco noroeste del anticlinal, dando lugar a la formación de un semi – graben. Sobre la morfología el lineamiento L3, el cual corresponde al trazo de la falla, al que no se lo puede tratar como un segmento continuo sino como una serie de segmentos desfasados lateralmente para formar una estructura de graben en échelon.

A la intersección de la falla de Ancón y el cañón, se puede observar un desfase lateral de un segmento del cauce del cañón que limita al pie del rasgo K (Fig. 4.1.10). Adicionalmente el límite entre los rasgos J y K está marcado por un escarpe de dirección noreste – suroeste, correspondiente a la dirección de la falla de Ancón y que está marcado como el lineamiento L3 (Fig. 4.1.10). Con estas observaciones se puede sugerir que el sistema de fallas de Ancón cruza el cañón hasta su borde oeste y controla localmente la geometría de su cauce. Se ha trazado la falla de Ancón siguiendo el cauce del cañón de Ancón y con ayuda de la morfología como muestra el mapa estructural. (Fig. 4.3.8). En un análisis posterior de datos de sísmica 3.5 kHz, sobre los perfiles de la campaña Esmeraldas se detallará la acción de esta falla.

#### *4.2.4.2.2 La falla del Margen Inferior:*

El perfil sísmico Ama – 65, por su rumbo transversal al margen es considerado como el mejor perfil para el análisis estructural del dominio Margen Inferior en el borde oeste del cañón. Este perfil muestra una falla mayor la cual es posible seguir en profundidad por hasta 1.2 seg. debajo del fondo del mar por el CDP 4100 (Fig. 4.2.9).

Esta estructura pone en contacto una cuña bien estratificada con fuertes reflectores hacia el oeste, con un basamento acústico sin reflexiones hacia el este. Dentro de esta cuña los sedimentos forman un abanico al contacto de la falla la cual tiene una forma cóncava hacia la fosa. Estos rasgos sugieren que la



esta falla es de tipo normal. Adicionalmente el fondo del mar asociado con la falla se encuentra desfasado indicando que la falla se encuentra activa. (Fig. 4.2.9)

Sobre la batimetría es posible trazar esta falla, ya que coincide con un lineamiento de dirección noreste que se extiende hacia el suroeste al pie del dominio Superior del margen. Este lineamiento es cruzado en dirección muy oblicua por el perfil Ama – 11 (Fig. 4.2.10), el cual muestra la traza de la falla con un buzamiento aparente hacia el norte. Al suroeste aparece un lineamiento en la misma dirección, al pie de una fuerte pendiente, el cual puede ser la continuación de esta falla.

#### *4.2.4.2.3 Fallas oblicuas Frente de Deformación:*

Es posible reconocer este juego de fallas sobre el perfil Ama – 85 (Fig. 4.2.13), como dos fallas normales: una con buzamiento aparente NE y la otra SW. La secuencia sísmica que corresponde a UD se encuentra desplazada por estas fallas, y muestra una facie caótica a su contacto. Se ha Interpretado como un juego de fallas conjugadas las cuales, morfológicamente bordean un bloque que alcanza una altura de 300 m sobre el fondo del mar, y es el limite de los rasgos Z1 y Z2 (Fig. 4.1.2).

A partir del análisis de las estructuras sobre los perfiles de sísmica de reflexión, se ha podido plotear sobre el mapa batimétrico las zonas de posibles fallas, las cuales serán calificadas en función de su actividad con ayuda de los perfiles 3.5 khz. en el subcapitulo siguiente.

### **4.3 INTERPRETACIÓN DE REGISTROS 3.5 khz (SUBBOTTOM PROFILER)**

En contraste con los datos de sísmica de reflexión de Amadeus, que tiene una penetración máxima de 2 seg. (~2000 m) en cuencas sedimentarias, el penetrador de sedimentos de frecuencia 3.5 khz, alcanza los 100 m. de

profundidad con una resolución de ~ 0.5 m. Se utilizará este tipo de datos para la investigación de la cobertura sedimentaria más reciente así como la influencia de la tectónica activa sobre ella.

Los perfiles de 3.5 khz de la campaña Amadeus tienen la misma ruta que los perfiles de sísmica de reflexión, con un rumbo casi paralelo a la fosa de subducción como muestra la figura (Fig. 4.3.1). Los perfiles 3.5 khz de la campaña Esmeraldas están distribuidos en forma de malla algunos paralelos al margen y otros perpendiculares al mismo (Fig. 4.3.1).

#### **4.3.1 FACIES SÍSMICAS IDENTIFICADAS EN LOS REGISTROS 3.5 KHZ.**

A partir de las imágenes de 3.5 khz se ha podido establecer las características acústicas de los sedimentos más recientes de los rasgos morfológicos del cañón así como de los bordes del mismo. Las características del penetrador de sedimentos, al igual que en la sísmica de reflexión, han sido reconocidas como facies, las cuales presentan firmas particulares.

Las facies de 3.5 kHh pueden ser clasificadas en 4 grupos:

- Facie estratificada: este tipo de facie muestra una estratificación muy clara, marcada por reflectores fuertes muy continuos de baja frecuencia y alta amplitud. En su interior pueden presentar algunos reflectores menores de buena continuidad marcando una estratificación secundaria (Fig. 4.3.2 a y b)
- Facie Transparente: facie de alta frecuencia y baja amplitud, caracterizada por su carencia de marcadores de fuerte energía en su interior (Fig. 4.3.2 c),
- Facie Hiperbólica: Muestran hipérbolas de alta frecuencia en su interior. En los cuerpos que poseen este tipo de facie no es posible establecer estructuras internas. Este tipo de facie no muestra un límite marcado hacia

su techo, generalmente se encuentran hacia el fondo del cañón (Fig. 4.3.1 d).

- **Facie Caótica:** Caracterizada como ruido sísmico generado por materiales muy heterogéneos, o por el registro de pendientes muy fuertes. A diferencia de las facies hiperbólicas es posible reconocer el techo de un cuerpo que se caracterice con este tipo de facies, pero no es posible reconocer estructuras internas (Fig. 4.3.2 e).

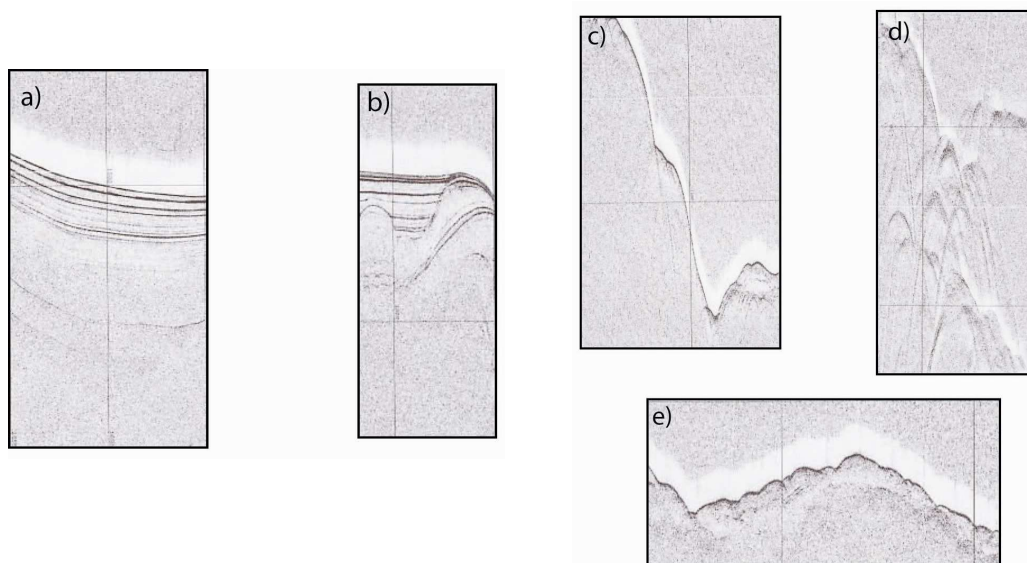


Figura 4.3.2: Tipos de facies sísmicas de los registros de 3.5 khz. Según la respuesta sísmica de cada rasgo se ha podido caracterizar su naturaleza. a) y b) son facies estratificadas características de terrazas submarinas y rellenos en microcuencas. c) facie transparente, materiales muy compactados, sin reflectores d) facie hiperbólica típica de deslizamientos o superficies con fuertes pendientes. e) facies caóticas materiales caóticos compactados y posiblemente muy erosionados.

## 4.3.2 CARACTERIZACIÓN DE LA SECCIÓN SEDIMENTARIA SUPERFICIAL DE LOS RASGOS MORFOLÓGICOS.

### 4.3.2.1 Caracterización de los sedimentos recientes en las terrazas submarinas.

Utilizando la sísmica de reflexión, como se vio en el capítulo anterior, se ha podido interpretar dos terrazas submarinas, denominadas como A y M. Se utilizaron los perfiles Ama – 39, Ama – 12, y Ama – 10, con datos de 3.5 kHz para la caracterización de la secuencia más somera de ellas.

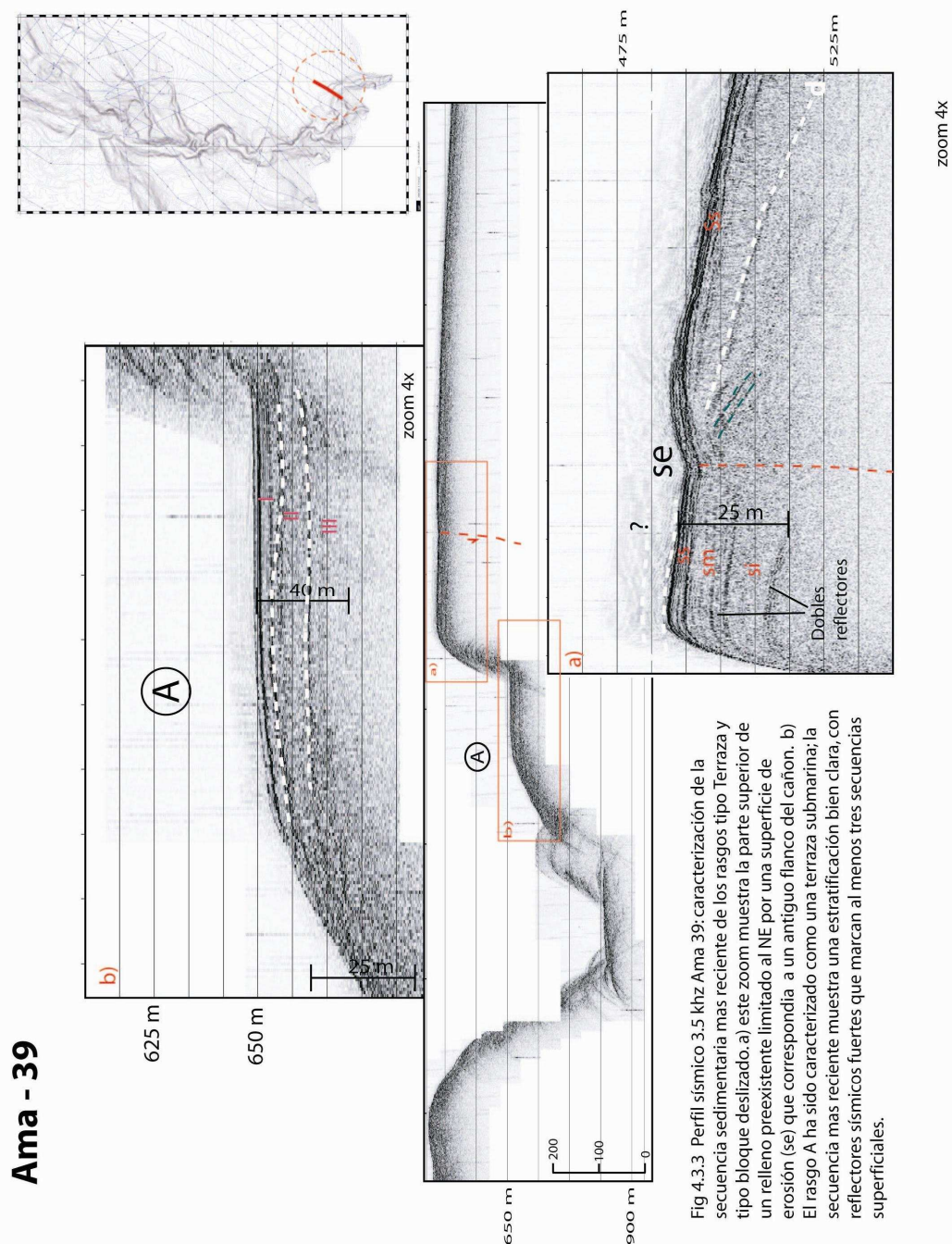
a) El perfil Ama – 39, atraviesa la terraza A (650 m bnm), y el borde este del cañón (Fig. 4.3.3).

La secuencia sísmica en el borde este del cañón consiste de tres capas limitadas hacia su base por reflectores fuertes. Una primera capa SS ~ 4 m hacia el tope muestra fuertes reflexiones de baja frecuencia bien estratificadas. Una segunda capa SM de ~11 m, con estratificación y baja energía en comparación a la capa superior, muestra hacia su base un reflector doble muy paralelo; y una capa inferior SI de ~ 10 m que no muestra estratificación.

La batimetría muestra en el punto de inflexión (Fig. 4.3.3) un cambio de pendiente y un desnivel, que en profundidad corresponde a un contraste de estructuras, donde reflectores de fuerte buzamiento al este se yuxtaponen con las capas SM y SI, sugiriendo una superficie de erosión (**se**, Fig. 4.3.3). La capa SS parece ser continua sobre ambos lados de la falla y corresponde a los sedimentos más superficiales.

En la terraza A (Fig. 4.3.3), se observa tres capas sedimentarias. La capa superior I, que es diferente a la capa superior del borde este SS por sus características sísmicas. Esta capa de 8 m de potencia constante, tiene reflexiones de muy alta frecuencia, con un reflector interno de alta amplitud y sobreyace a una base irregular que define el tope de la secuencia II. La

secuencia II tiene una potencia de ~ 15m, caracterizada por su carencia de reflectores internos y por su base que corresponde a un fuerte reflector muy plano y horizontal. La capa inferior III, muestra algunos reflectores discontinuos planos y horizontales.



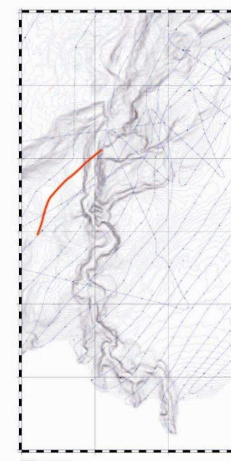
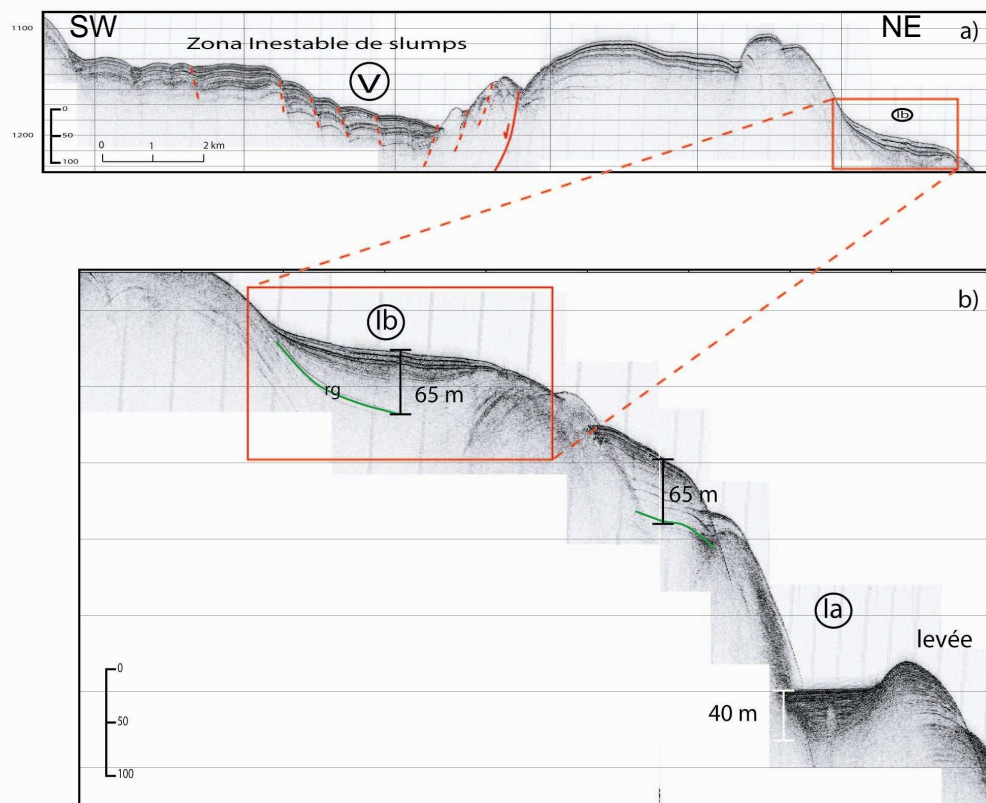
Se puede concluir, que las secuencias sedimentarias y la historia de depositación reciente son diferentes entre la terraza A y en el borde este del cañón. Se puede interpretar el reflector muy fuerte, horizontal y plano al tope de la secuencia III en la terraza, como el límite superior de un relleno depositado por el cañón, como se ha sugerido a partir de la sísmica. La capa II se puede interpretar como un derrumbe mas reciente, por sus características que corresponden a una facie caótica, sin reflexiones internas y por la topografía irregular en su techo. Toda esta secuencia está cubierta por la capa I que parece un relleno con algunos pulsos de depositación, por su estratificación, la cual no muestra perturbación tectónica

b) El perfil Ama – 12, atraviesa el bloque gravitacional Ia (1500 mbnm), y el borde oeste del cañón (Fig. 4.3.3)

En la información proporcionada por los datos de 3.5 kHz, se observa que el bloque gravitacional Ia, ha albergado una secuencia de sedimentos más recientes en su parte mas superficial, caracterizada como una secuencia sísmica bien estratificada, con reflectores horizontales continuos de muy alta frecuencia y alta energía, que alcanzan una potencia de 40 m. Estos sedimentos mas superficiales limitan al este con una cuchilla que muestra buena estratificación que alcanza los ~100 m. Esta cuchilla puede ser interpretada como un levée relacionado con el bloque gravitacional, donde ha albergado los sedimentos bien estatificados. Estos sedimentos se han represado en su interior posiblemente en las épocas de mayor transferencia de sedimentos y que corresponden a una terraza sore el bloque gravitacional (Fig. 4.3.3).

El tipo de facie acústica de alta resolución obtenida sobre el rasgo Ia, contrasta mucho con la facie obtenida sobre la plataforma Ib, la cual se ubica a 1200 mbnm inmediatamente al oeste del rasgo Ia (Fig. 4.3.3).

## Ama - 12



Ubicación de la sección 3.5  
Ama 12 khz en el cañón

Fig 4.3.4 : Perfil sísmico 3.5 khz Ama 12.  
a) Muestra sedimentos interpretados como slumps inestables actualmente; con algunas fallas gravitacionales. los depositos mas superficiales se encuentran bien estratificados, y sin huellas de perturbación tectónica. b) Se observa la secuencia del rasgo lb bien estratificada con el reflector guía rg. Además el rasgo la que se ha rellenado en una depresión limitada por un levee preexistente producto del deslizamiento.

El rasgo Ib corresponde a una pequeña cuenca, que en su interior alberga tres capas, que alcanzan los 65 m y se diferencian por sus fácies acústicas: una capa superior SS, constituida por tres estratos de 5 m de espesor, limitados por una base y un techo muy reflectivos. La segunda capa SM muestra una baja energía y alta frecuencia, formando una pequeña cuenca de unos 20 m de potencia. Una tercera capa SI, se caracteriza por su facie transparente y su base que corresponde a la capa guía (cg). Se puede observar que la capa guía y los estratos subyacentes forman una geometría plegada, y el borde este de la pequeña cuenca Ib está limitado por un anticlinal (Fig. 4.3.4).

Por las formas plegadas de los sedimentos albergados dentro del rasgo Ib se puede decir que ellos se han depositado dentro de un ambiente tectónico activo. Al contrario, los sedimentos más recientes del rasgo Ia se han desarrollado dentro de una cubeta preexistente, formada a partir de la formación de este bloque gravitacional. A partir de las observaciones y la comparación entre Ia e Ib se puede concluir que la génesis de los sedimentos más superficiales de estos rasgos es diferente entre sí. Los sedimentos superficiales del rasgo Ia corresponden a una terraza relacionada con la influencia directa y la depositación de los sedimentos del cañón submarino; y los sedimentos superficiales del rasgo Ib podrían ser los depósitos que provienen de la pendiente de la parte suroeste del dominio Margen Superior.

c) El perfil Ama – 10 (FIG. 4.3.5), atraviesa la terraza M (2150 m bnm):

El perfil de 3.5 kHz muestra que la terraza M corresponde a una facie sísmica de alta energía y de alta frecuencia, muy bien estratificadas, que posiblemente fue depositada dentro del cauce del cañón, y que posteriormente fue erosionada por la carga de sedimentos arrastradas dentro de él, formando la terraza submarina. Se puede observar una estratificación horizontal, y la truncación de la misma en dirección al cañón, donde también hay difracciones producto de la fuerte pendiente.



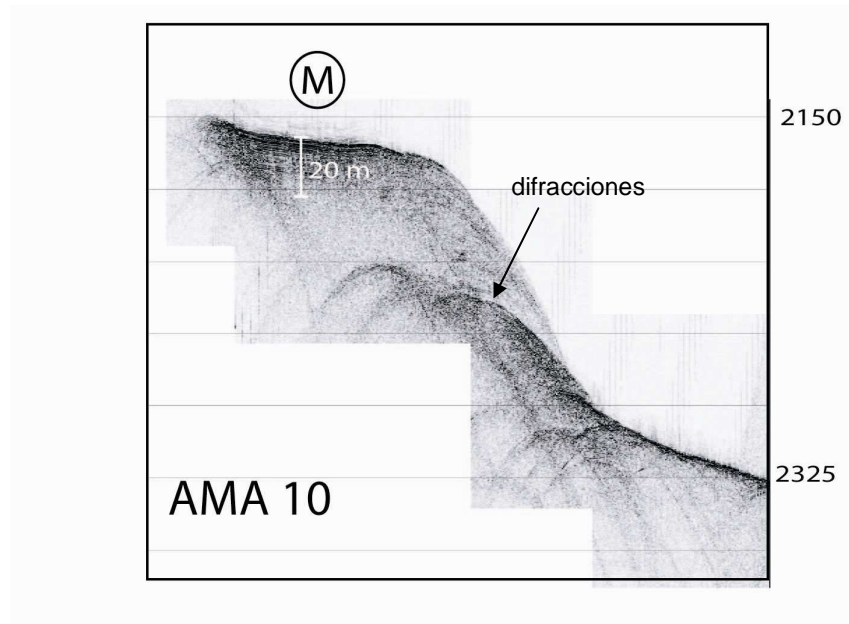


Figura 4.3.5: Imagen sísmica 3.5 khz de la terraza submarina M. estratificación no muy clara, truncada hacia el lado del cañón submarino donde se pueden observa difracciones.

#### 4.3.2.2 Caracterización de la sección sedimentaria más reciente de los deslizamientos.

Los deslizamientos fueron interpretados a partir del análisis de la batimetría y de los perfiles de sísmica de reflexión. La morfología de los deslizamientos corresponde a formas irregulares albergadas en el fondo del cañón, mientras que la sísmica muestra facies muy caóticas. El 3.5 kHz, sobre los deslizamientos, muestra principalmente difracciones que impiden el análisis de sus estructuras internas y sus sedimentos más superficiales.

El perfil Ama – 65 (Fig. 4.3.6) atraviesa el rasgo D, interpretado como un deslizamiento, mostrando mucha difracción en el registro de 3.5 kHz. a una profundidad de 1650 m. De la misma manera el rasgo R1 sobre el perfil Ama – 54 es caracterizado por fuertes difracciones a profundidad de 2300 m.

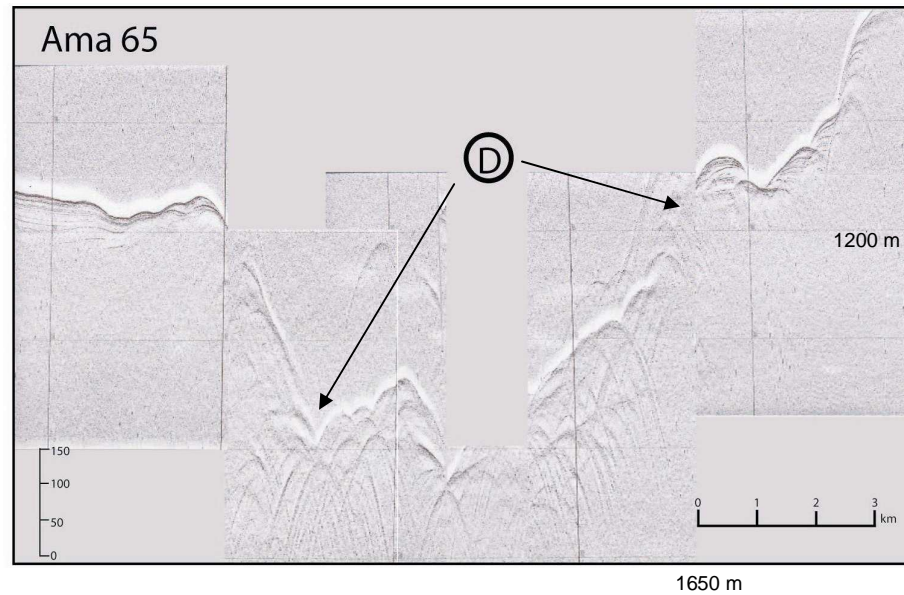


Fig. 4.3.6: Imagen sísmica 3.5 khz del rasgo morfológico D, interpretado como un deslizamiento, sobre el perfil Ama 65

El perfil Ama – 13 muestra las características superficiales del rasgo H. La topografía a detalle, a partir de los datos de 3.5 kHz se muestra irregular, tomando formas onduladas (Fig. 4.3.7). Se puede observar una secuencia muy bien estratificada que alcanza los 40 m de espesor, la cual se encuentra deformada por fallas gravitacionales sin mayor salto. Se interpreta como un deslizamiento de la cobertura sedimentaria, compatible con un slump ya que el rasgo conserva su estructura interna, como se ha interpretado también a partir de la sísmica.

Igualmente a lo largo del perfil AMA – 13, sobre la depresión de la cuenca de Manglares el 3.5 kHz indica una zona de inestabilidad (Fig. 4.3.7). Este perfil indica cuatro capas superficiales: una capa inferior (capa 4) caracterizada por su baja energía sin reflectores internos; una capa sobreyacente (capa 3) con su base y techo muy reflectivos, caracterizada por poseer algunos reflectores internos discontinuos horizontalmente de energía moderada, y un fuerte reflector cerca de su techo; a continuación dos capas bien estratificadas (capa 1 y 2) separadas por un fuerte reflector.

# Ama - 13

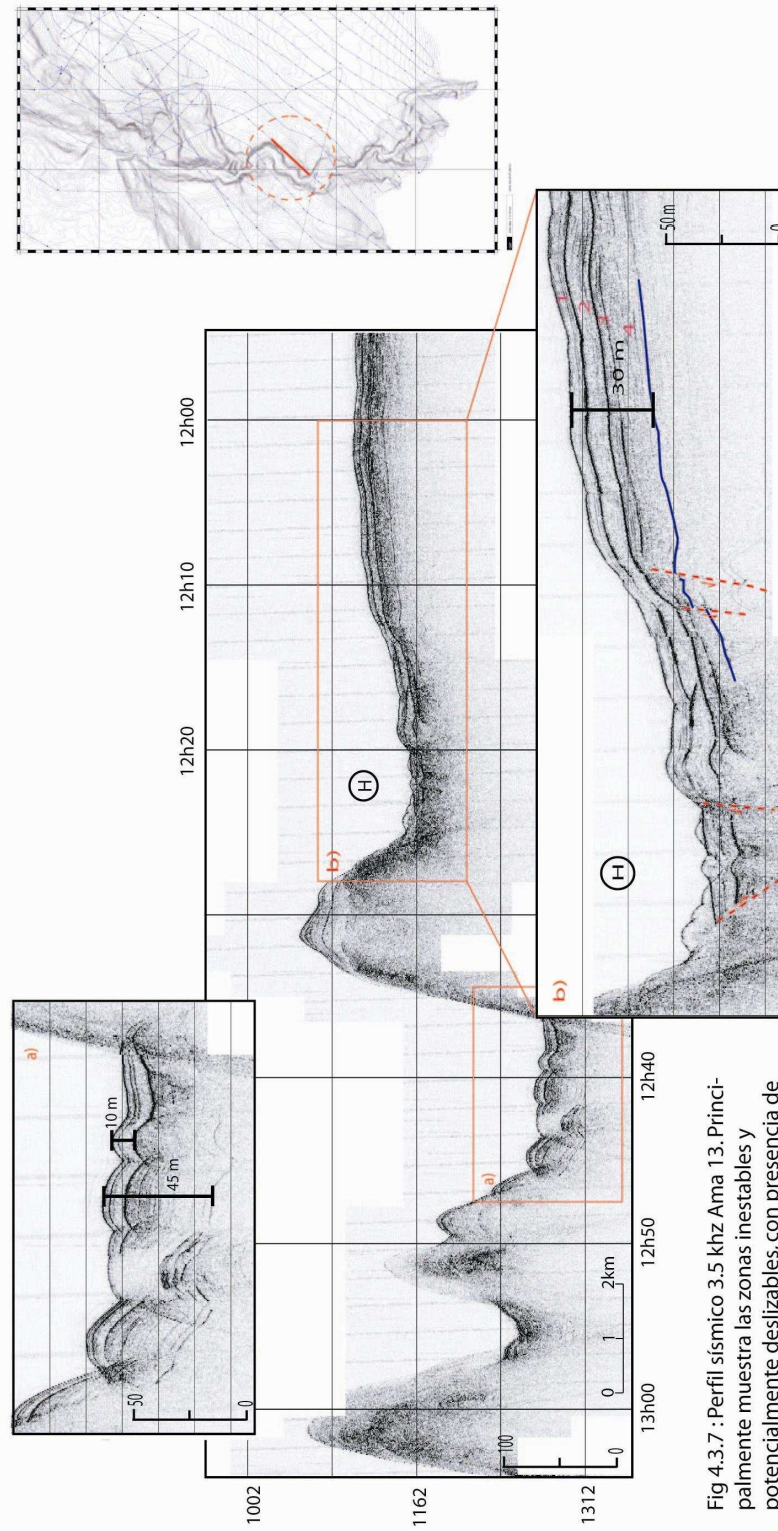


Fig 4.3.7 : Perfil sísmico 3.5 khz Ama 13. Principalmente muestra las zonas inestables y potencialmente deslizables, con presencia de algunas fallas gravitacionales menores (líneas cortadas), las cuales forman flexuras en los sedimentos más recientes.

Se puede remarcar que las capas 4 y 3, se encuentran desfasadas verticalmente ~6 m por una falla normal. Asociado al efecto de esta falla, la capa 3 cambia bruscamente de espesor pasando de 15 m en el hanging wall (la parte alta de la falla) a 10 m hacia el foot wall de la falla (la parte baja) (Fig.. 4.3.7); sugiriendo que la parte superior de la capa 3 se ha desestabilizado y ha formado un deslizamiento. El trazo de la falla y el deslizamiento son suavizados por la depositación de las capas 1 y 2 las cuales conservan su espesor del un lado y del otro de la falla sugiriendo que el efecto de la falla es anterior a la depositación de estas.

Sobre el perfil Ama – 15 (Fig. 4.3.8), en el borde este del cañón, en la cabecera de los rasgos E y F, se puede observar evidencias de desestabilización debida a pequeñas fallas, que deforman la capa guía. Estas deformaciones, son interpretadas como un estado potencial para la ocurrencia de un deslizamiento.

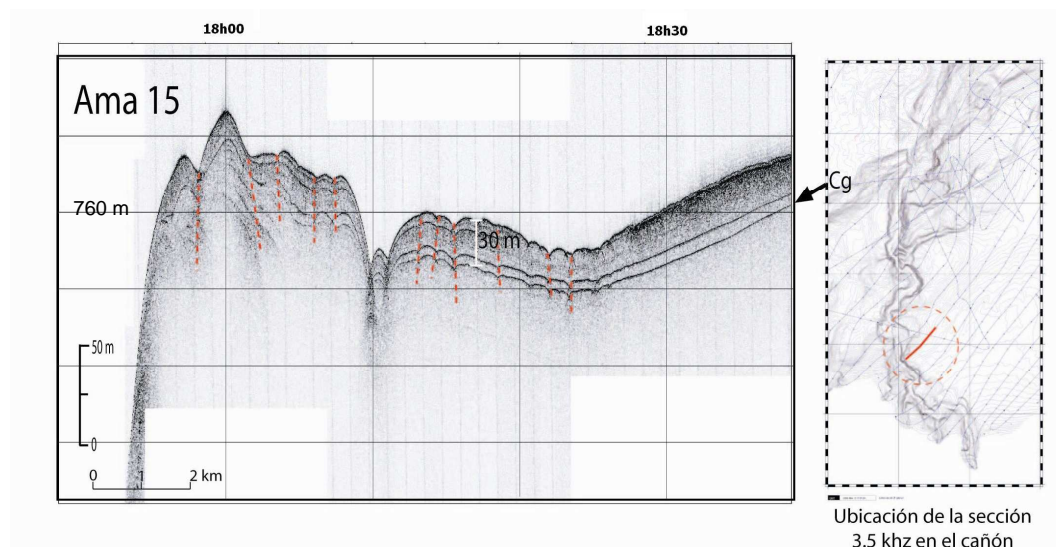


Fig. 4.3.8: Perfil sísmico 3.5 khz Ama 15. Zonas de inestabilidad, potencialmente deslizables.

#### 4.3.2.3 Caracterización de la sección sedimentaria más reciente de los bloques gravitacionales:

Del análisis morfológico, y de los perfiles de sísmica de reflexión, se ha interpretado los rasgos B, C e Ia como bloques gravitacionales, además del rasgo J, el cual como se dijo en el análisis sísmico, es un caso especial. Los perfiles de 3.5 kHz, muestran evidencias para sustentar esta interpretación utilizando los perfiles Ama – 38 y 37 para los rasgos B y C respectivamente y Ama – 11 para el rasgo J.

Sobre el perfil Ama – 38 (Fig. 4.2.16) la sísmica ha mostrado que las capas que subyacen el bloque B son muy paralelas entre si, y se encuentran basculadas, por lo que se ha interpretado este cuerpo como un bloque gravitacional. .

La firma de 3.5 kHz del rasgo B (Fig. 4.3.8) corresponde a una secuencia bien estratificada con algunos reflectores muy continuos divididos en tres capas que alcanzan unos 28 m. Una capa SS bien estratificada de alta energía; una capa SM de baja energía, que muestra una reflexión doble muy paralela hacia su base, y una capa SI de baja energía similar a SM, subyacida por una secuencia más reflectiva que a su techo muestra una doble reflexión.

La secuencia sedimentaria que comprende el rasgo B, sobre el perfil Ama – 38, es diferente a la secuencia del borde este del cañón en la cuenca de Manglares. Sobre el perfil Ama – 38 (Fig. 4.3.9), la secuencia del borde este del cañón muestra un cambio lateral de facies de 3.5 kHz, muy bien marcado. Inmediatamente a continuación al flanco del cañón se observa una capa inclinada de poca reflexión que corresponde a una facie muy transparente que alcanza los 7 m. de potencia. Discordantemente a esta capa se pueden identificar dos secuencias denominadas Ss y Si. La secuencia Ss no alcanza una potencia más que 4 m, y en su interior alberga reflectores muy fuertes y paralelos. Estas dos secuencias se encuentran separadas por un fuerte reflector **R** (Fig. 4.3.9).

## Ama - 38

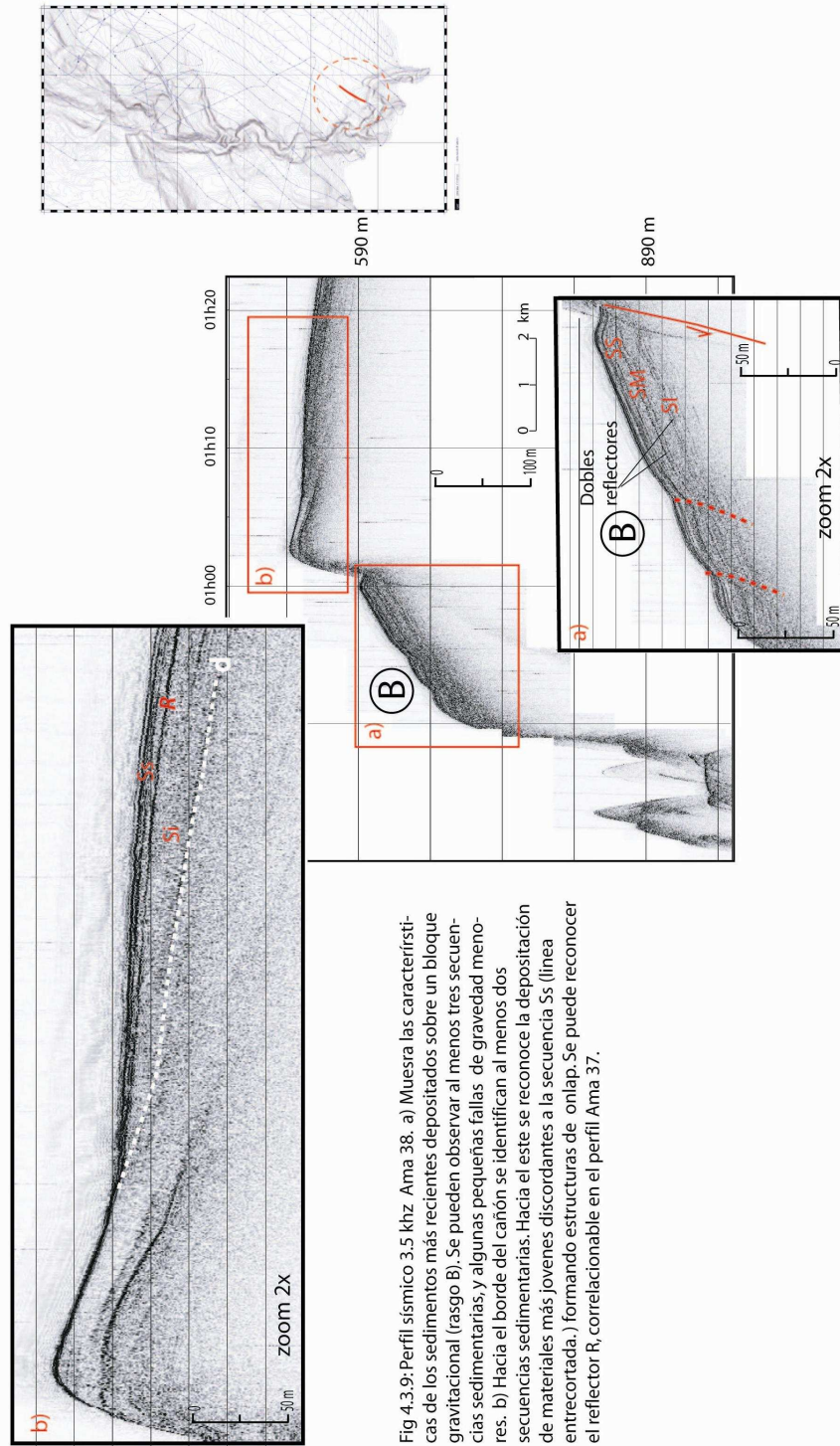


Fig 4.3: Perfil sísmico 3,5 khz. Ama 38. a) Muestra las características de los sedimentos más recientes depositados sobre un bloque gravitacional (rasgo B). Se pueden observar al menos tres secuencias sedimentarias, y algunas pequeñas fallas de gravedad menores. b) Hacia el borde del cañón se identifican al menos dos secuencias sedimentarias. Hacia el este se reconoce la deposición de materiales más jóvenes discordantes a la secuencia S5 (línea entrecortada.) formando estructuras de onlap. Se puede reconocer el reflector R, correlacionable en el perfil Ama 37.

Con este análisis no es posible establecer una relación directa entre la estratigrafía del borde del cañón y la estratigrafía del rasgo B. Sin embargo la estratigrafía del 3.5 del rasgo B sobre el perfil Ama - 38 puede compararse con la estratigrafía del borde este del cañón sobre el perfil Ama – 37 (Fig. 4.3.10), ubicado inmediatamente al sur de AMA – 38. Esta comparación muestra una homología de firma acústica y de espesores entre los dos perfiles, sugiriendo que se trata de un mismo cuerpo sedimentario el cual ha colapsado como se muestra en el perfil Ama – 38 (Fig. 4.3.9). Este colapso puede ser explicado por el efecto del movimiento de una falla normal que se extiende hasta el perfil Ama – 39.

Sobre el perfil Ama – 37 (Fig. 4.3.10) de 3.5 khz es posible caracterizar la cobertura superior del rasgo C. Se puede interpretar el rasgo C como un solo cuerpo sedimentario que contiene dos segmentos. Este cuerpo muestra una estratificación bien marcada, con tres secuencias SS, SM, y SI, incluyendo una capa caracterizada como reflectores dobles, similares a los observados en el rasgo B en el perfil Ama – 38 (Fig. 4.3.9). El segmento suroeste muestra una morfología con una pendiente fuerte, con reflectores continuos y paralelos a la batimetría, formando un semi – anticlinal. El segmento noreste muestra una morfología irregular, con reflectores desfasados verticalmente por pequeñas fallas de gravedad (Fig. 4.3.10).

Hacia el borde este del cañón, en el perfil Ama – 37, se puede reconocer el fuerte reflector R descrito sobre los perfiles Ama – 38 y Ama – 39, ausente en el bloque C. Sobre este perfil es posible observar debajo del reflector R, la secuencia característica con dos dobles reflectores al igual que en el rasgo B sobre el perfil Ama – 38 (Fig. 4.3.9). Tomando en cuenta las relaciones existentes entre estos perfiles, se puede pensar que los rasgos B y C responden al efecto de una falla profunda que ha provocado inestabilidad en los sedimentos superficiales.

# Ama - 37

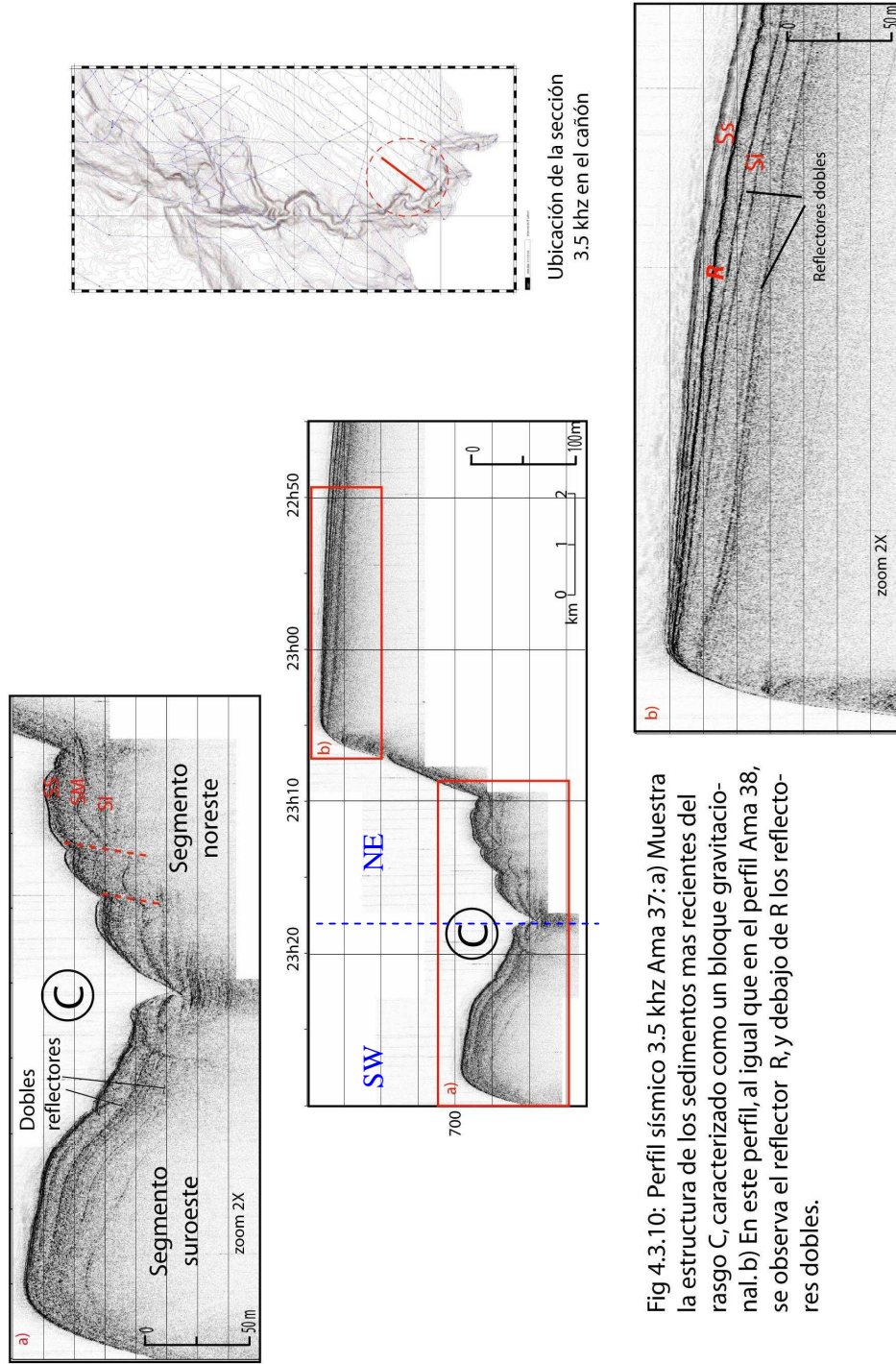


Fig 4.3.10: Perfil sísmico 3.5 khz Ama 37: a) Muestra la estructura de los sedimentos mas recientes del rasgo C, caracterizado como un bloque gravitacional. b) En este perfil, al igual que en el perfil Ama 38, se observa el reflector R, y debajo de R los reflectores dobles.



Sobre el perfil Ama – 11 (Fig. 4.3.11) es posible observar las secuencias sísmicas mas recientes del rasgo J. Se caracterizan dos secuencias: SS (10 m) al techo de la plataforma, que presenta una estratificación y fuertes reflectores muy continuos que dividen a la secuencia en tres estratos, los cuales descansan discordantemente sobre SI. La secuencia SI (30 m) se caracteriza por su facie semitransparente, que en su interior muestra una estratificación, y hacia su base un doble reflector que puede corresponder al marcador rg identificado bajo el rasgo Ib (Fig. 4.3.4). Por la cercanía de los rasgos Ib y J, y por la analogía de sus secuencias sedimentarias, se puede concluir que son genéticamente similares, y que además los sedimentos mas superficiales que se han depositado en estos rasgos, provienen de una misma fuente y corresponden a los mismos procesos de depositación. Estos sedimentos corresponden a los materiales procedentes de la pendiente que los limita hacia el lado suroeste producto de deslizamientos y slumps a la cual se ha denominado UD (sísmica de reflexión) .

### **4.3.3 CARACTERIZACIÓN DE LOS RELLENOS SEDIMENTARIOS Y FALLAS RECIENTES EN EL DOMINIO MARGEN INFERIOR:**

#### **4.3.3.1 Sistema de fallas de frente de deformación.**

A través de los registros de 3.5 kHz se ha podido reconocer algunas secuencias de sedimentos depositados en pequeñas o medianas depresiones a las cuales se ha denominado cubetas. Debido al ambiente tectónico muy activo estas cubetas se han formado por la acción y el movimiento principalmente de fallas las cuales han controlado su subsidencia y la depositación sintectónica de los mismos.

.

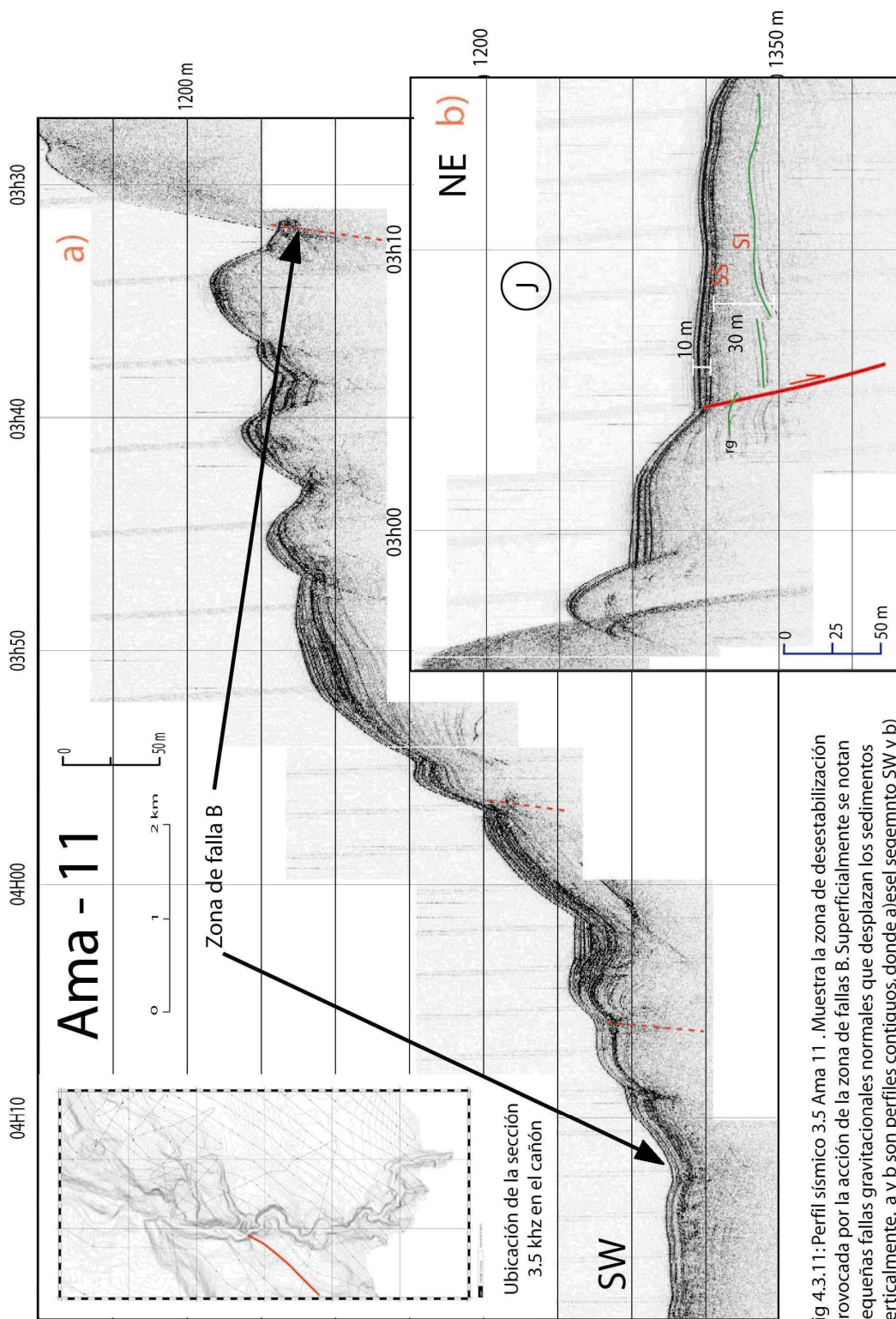


Fig 4.3.11: Perfil sísmico 3.5 Ama 11 . Muestra la zona de desestabilización provocada por la acción de la zona de fallas B. Superficialmente se notan pequeñas fallas gravitacionales normales que desplazan los sedimentos verticalmente. a y b son perfiles contiguos, donde a) es el segmento SW y b) el segmento NE.

Se ha podido localizar una zona sobre el dominio margen inferior, donde los procesos sedimentarios han dado lugar a este tipo de depositación. Para este análisis se va a utilizar principalmente los perfiles de la campaña Esmeraldas Esme – 32 y Esme – 19. Sobre el perfil de 3.5 Esme – 32 (Fig. 4.3.12), es posible observar las características sísmicas de los rasgos N y Z1 – Z2:

Se han reconocido dos secuencias sísmicas superficiales debajo del rasgo Z1 (1500 mbnm) denominadas SS' y SI' (Fig. 4.3.12). La secuencia SS corresponde a una facie estratificada que alcanza los 30 m de potencia con reflectores de fuerte energía muy paralelos entre sí. La capa SI alcanza unos 75 m de potencia; se caracteriza por su carencia de estratificación; hacia el techo muestra una facie transparente y hacia su base muestra dos reflectores paralelos de fuerte energía, a los cuales se los ha denominado reflectores guía (rg). Las dos secuencias SI 'y SS' se encuentran truncadas al suroeste, al pie del bloque elevado descrito en la sísmica de reflexión sobre el perfil Ama – 85. Sobre este bloque, que en el perfil Esme – 32 (Fig. 4.3.12) muestra dos cimas, desplazadas por fallas las cuales dividen el rasgo Z1 del rasgo Z2. En el rasgo Z2, se pueden reconocer las secuencias SS' y SI'. La secuencia SS tiene de 5 a 15 m de espesor, subyacida por la capa SI que alcanza de 45 a 60 m.

En el perfil Esme – 32 Hacia el noreste de Z1, es posible caracterizar el rasgo N (1725 mbnm). La secuencia SS que subyace el rasgo N alcanza los 40 m de potencia. se caracteriza como una facie bien estratificada, posee reflectores de muy fuerte energía, horizontales y paralelos. En este rasgo la secuencia SS' descansa discordantemente sobre una superficie muy irregular que corresponde al techo de SI', donde se puede observar el efecto de dos pequeñas fallas normales en la actualidad inactivas, ya que no afectan a la cobertura sedimentaria mas reciente depositada en el rasgo N.

A la escala del perfil Esme – 32 la secuencia SI' muestra una forma plegada mostrando basculamientos y fallas. Hacia el lado suroeste la secuencia que subyace al rasgo Z2, se encuentra deformada en forma de un sinclinal muy abierto, cuyo flanco noreste se encuentra desfasado verticalmente 35 y 55 m por

dos fallas normales de buzamiento hacia el suroeste. Al límite suroeste del rasgo Z1, la capa SI se muestra desfasada verticalmente unos 100 m por una falla normal que buza hacia el noreste.

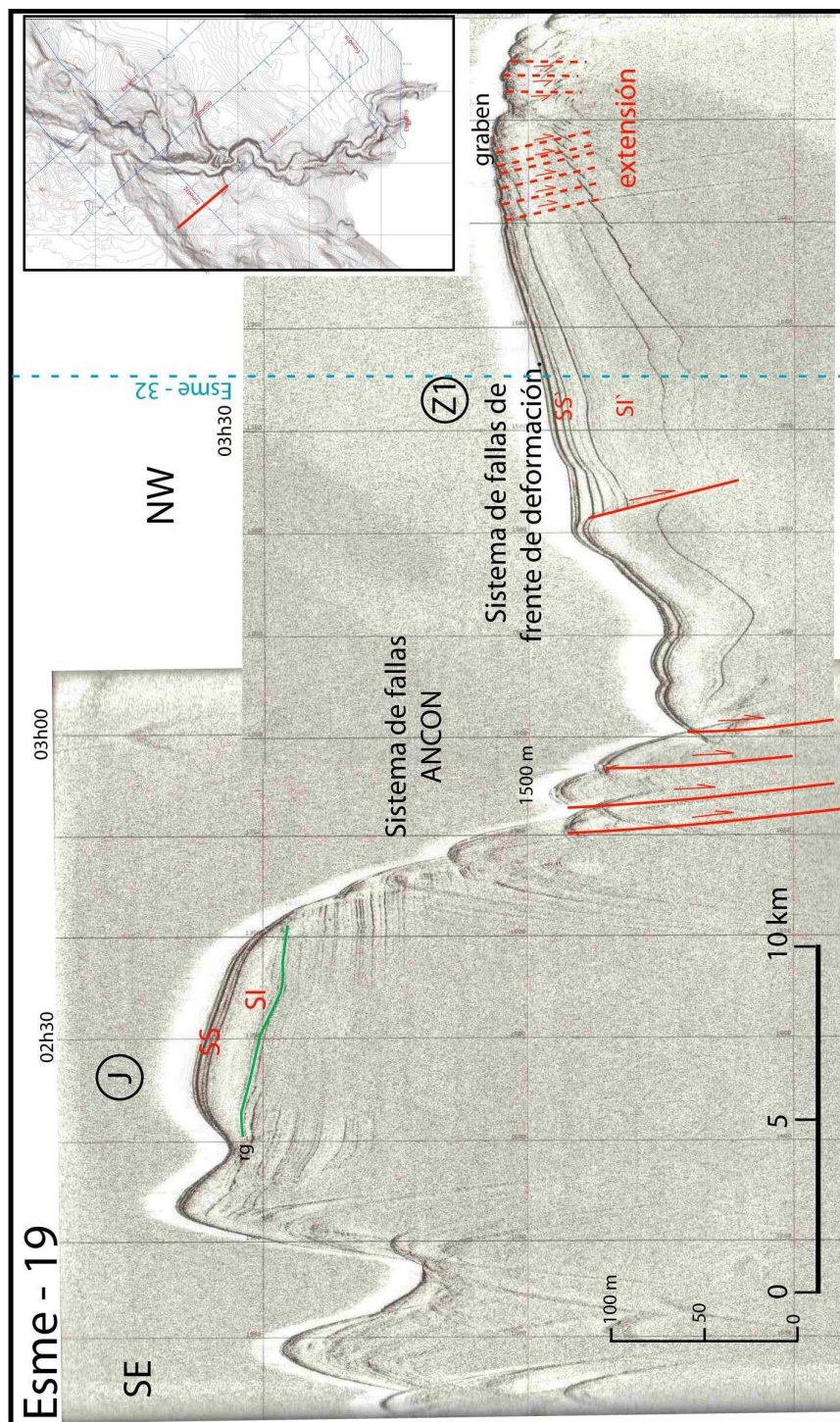


Fig 4.3.12: Perfil sísmico 3.5 khz Esmé 19. Muestra la secuencia sedimentaria del rasgo Z1, y su relación de deposición sintectónica con el sistema de fallas de deformación. Nótese la estructura en abanico que sugiere esta relación. Se puede observar la diferencia de secuencias sedimentarias entre el rasgo J y el rasgo Z1, sugiriendo la actividad de la falla

La diferencia de espesor de SS' que cambia de 30 m bajo el rasgo Z1 bruscamente a tres metros al tope del bloque y Z2 se relaciona con la actividad de algunas fallas conjugadas en el dominio margen inferior. Sugiriendo así que SS' se ha depositado después de la actividad mayor de esta falla. Los desfases verticales de la capa más reciente SS', como efecto de las fallas, sugiere que la deformación de esta zona es actualmente activa.

La secuencia que se encuentra Z1 y N sobre una pendiente, muestra SI' y SS' donde alcanzan 40 y 5 metros respectivamente. Se nota un basculamiento de toda la secuencia hacia el NE, hasta el rasgo N. Debajo del rasgo N la capa SI está deformada por fallas y se encuentra sellada por 40 m de depositación muy horizontal de la capa SS'.

Se puede interpretar que la tectónica de la zona fue activa durante una fase posterior a la depositación de SI'. Esta tectónica continúa activa en la zona Z1 y Z2, pero la actividad se ha detenido antes de a depositación de la secuencia en el rasgo N la cual no muestra deformación, en discordancia con la capa deformada SI'.

Para obtener una visión de las características sísmicas de las plataformas Z1 y J y de la deformación tectónica en dirección perpendicular al frente, desde el cañón hasta la fosa, se utiliza el perfil Esme – 19 (Fig. 4.3.13).

Sobre este perfil se observa la secuencia del rasgo Z1 SS' y SI'.. Esta secuencia limita al noroeste y al sureste por zonas de tectónica muy activa. Hacia el noroeste la secuencia se encuentra cortada por múltiples fallas normales con desfases menores que forman un graben. Hacia el sureste la secuencia sísmica SS' forma un abanico de una potencia que alcanza los 30 m, que subyace la secuencia SI'. SI' se encuentra desfasada verticalmente unos 15 m por una falla normal con un buzamiento noroeste. El movimiento de esta falla es registrado por el abanico de SS' y no es registrado por SI', sugiriendo la actividad de la falla se inició después de la depositación de SI y continua durante la depositación de SS.

# ESME - 32

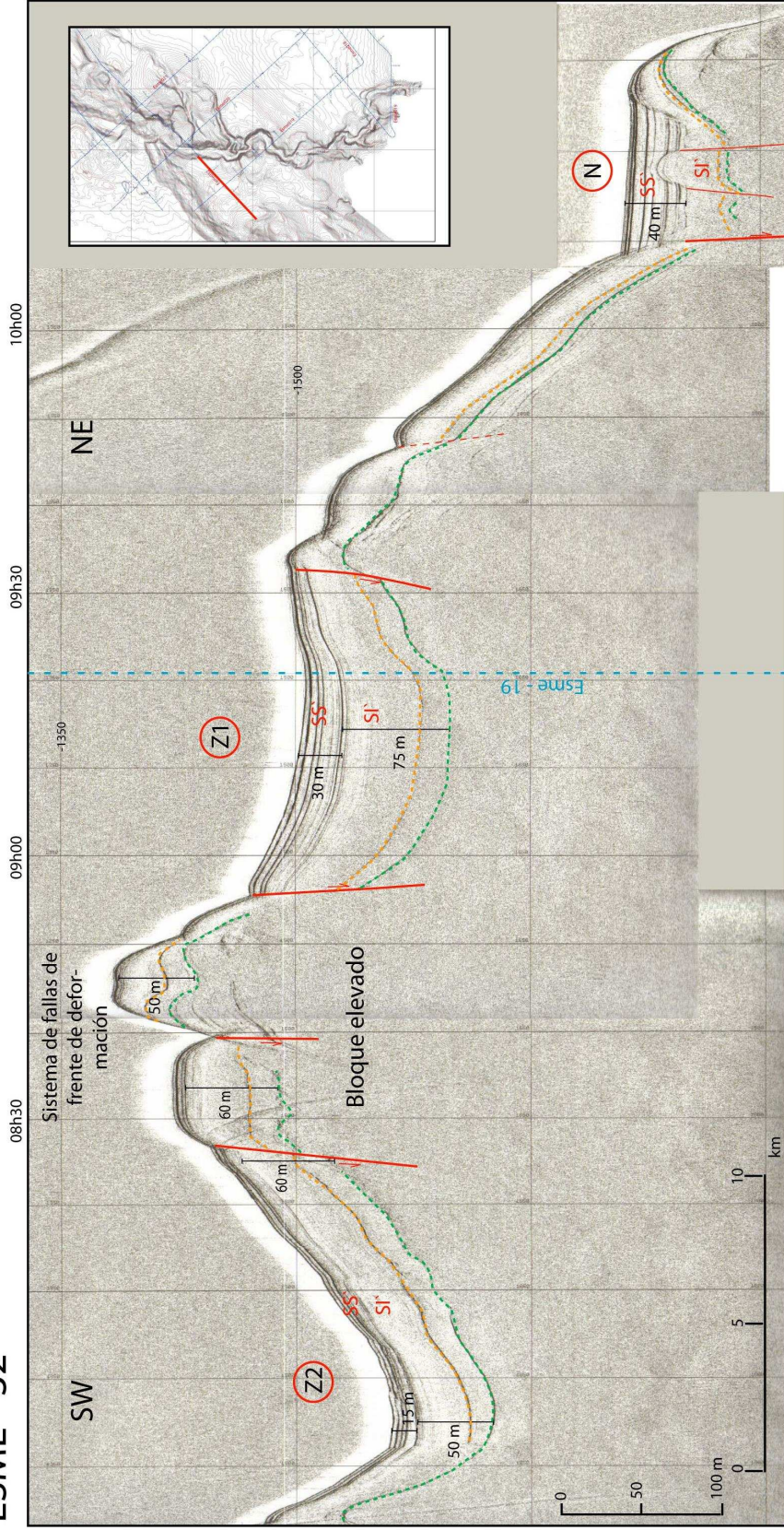


Fig 4.1.3: Perfil sísmico 3.5 khz Esme 32. Muestra la cobertura sedimentaria de los rasgos Z1 y Z2, los cuales tienen una firma sísmica semejante. Se puede observar el defase vertical de estos sedimentos debido a la acción de las fallas normales denominadas Sistema de fallas de frente de deformación. Esta secuencia sedimentaria guarda su espesor de lado a lado y no se tiene evidencias de una actividad tectónica sinsedimentaria. La secuencia sedimentaria del rasgo N es diferente a Z1 y Z2.

Todos estos rasgos tanto la forma en abanico de la cubeta y las flexuras muestran que esta secuencia se ha depositado sintectónicamente con respecto al juego de fallas normales denominados de frente de deformación. Con esta información se puede decir que esta falla es activa, ya que afecta a los sedimentos mas.

#### **4.3.3.2 Falla de Ancón**

A partir de la sísmica de reflexión, se ha interpretado el trazo de la falla de Ancón la cual atraviesa el cañón con una dirección noreste – suroeste. Se ha podido observar el desplazamiento vertical de los sedimentos especialmente bajo el perfil Ama – 66 (Fig. 4.2.2). El análisis morfológico ha mostrado como evidencias algunos lineamientos que permiten interpretar el trazo de la falla desde el borde este donde es más evidente, hasta el borde oeste.

El perfil de 3.5 kHz Esme – 19 (Fig. 4.3.12), atraviesa la falla perpendicularmente en el borde oeste del cañón. Es posible observar sobre este perfil el rasgo J (1310 mbnm), el cual se caracteriza por su facie estratificada, con reflectores muy continuos observables hasta una profundidad de 1430 mbnm. El rasgo J se ha descrito sobre el perfil Ama – 11 (Fig. 4.3.10), donde no se ha podido observar la estratificación mas profunda. La secuencia que subyace el rasgo J se encuentra limitada el noroeste por una zona que presenta una facie de hipérbolas, y hacia el sureste por una fuerte pendiente.

Comparando sobre el perfil Esme – 19 (Fig. 4.3.12) los sedimentos recientes de los rasgos Z1 y J se puede observar que existe una gran diferencia entre sus estructuras. adicionalmente a las evidencias del análisis morfológico y la sísmica de reflexión, los datos de 3.5 kHz indican la presencia de una falla mayor la cual puede ser correlacionada como la expresión sobre el borde oeste de la falla de Ancón.

#### **4.3.3.3 Falla Margen Inferior**

Por el análisis de los perfiles de sísmica de reflexión que atraviesan el dominio margen inferior, se ha podido identificar un sistema de fallas mayores que lo atraviesan en dirección noreste – suroeste, cerca del límite entre este y el dominio Margén Superior. Sobre el perfil Ama - 65 (Fig. 4.2.9) se ha interpretado una zona de fallas a las que se ha denominado sistema de fallas Margen Inferior, de buzamiento aparente WNW y que involucran algunas fallas menores, las cuales modifican la morfología del dominio. Esta zona de fallas es identificable sobre el perfil Ama – 11 (Fig. 4.3.11), como una falla mayor de buzamiento aparente hacia el noreste la cual ha desplazado la secuencia sedimentaria al menos unos 500 m.

Para el análisis y correlación de estas fallas se analizará las características de los sedimentos más recientes depositados sobre este dominio, con la ayuda de los datos de los perfiles de 3.5 kHz Ama – 65, Ama – 11 y Esme – 24.

El perfil sísmico Ama – 65, cruza perpendicularmente la zona de falla y muestra una topografía muy irregular, donde se observan desfases verticales de la secuencias sedimentarias más recientes. Estas secuencias recientes se caracterizan por sus facies bien estratificadas de unos 25 m de potencia, que albergan a reflectores de muy fuerte energía. Estos desfases son interpretados como una zona de slumps, con fallas normales menores de buzamiento aparente hacia el suroeste. Esta zona de slumps es también identificable sobre el perfil Ama – 11 (FIG. 4.3.11), el cual cruza de forma oblicua la zona, dando de ella una idea de la extensión longitudinal, mostrando una serie de slumps y fallas normales al igual que el perfil Ama – 65.

Con el análisis de los perfiles de 3.5 khz, se han ploteado sobre el mapa batimétrico todas las estructuras que se encuentran afectando la cobertura sedimentaria mas reciente (Fig. 4.3.14). También han sido ploteadas las diferentes fallas obtenidas del análisis sísmico. En el capítulo siguiente se correlacionará estas fallas y con la ayuda de la evidencia morfológica, se construirá un mapa de fallas de la zona.



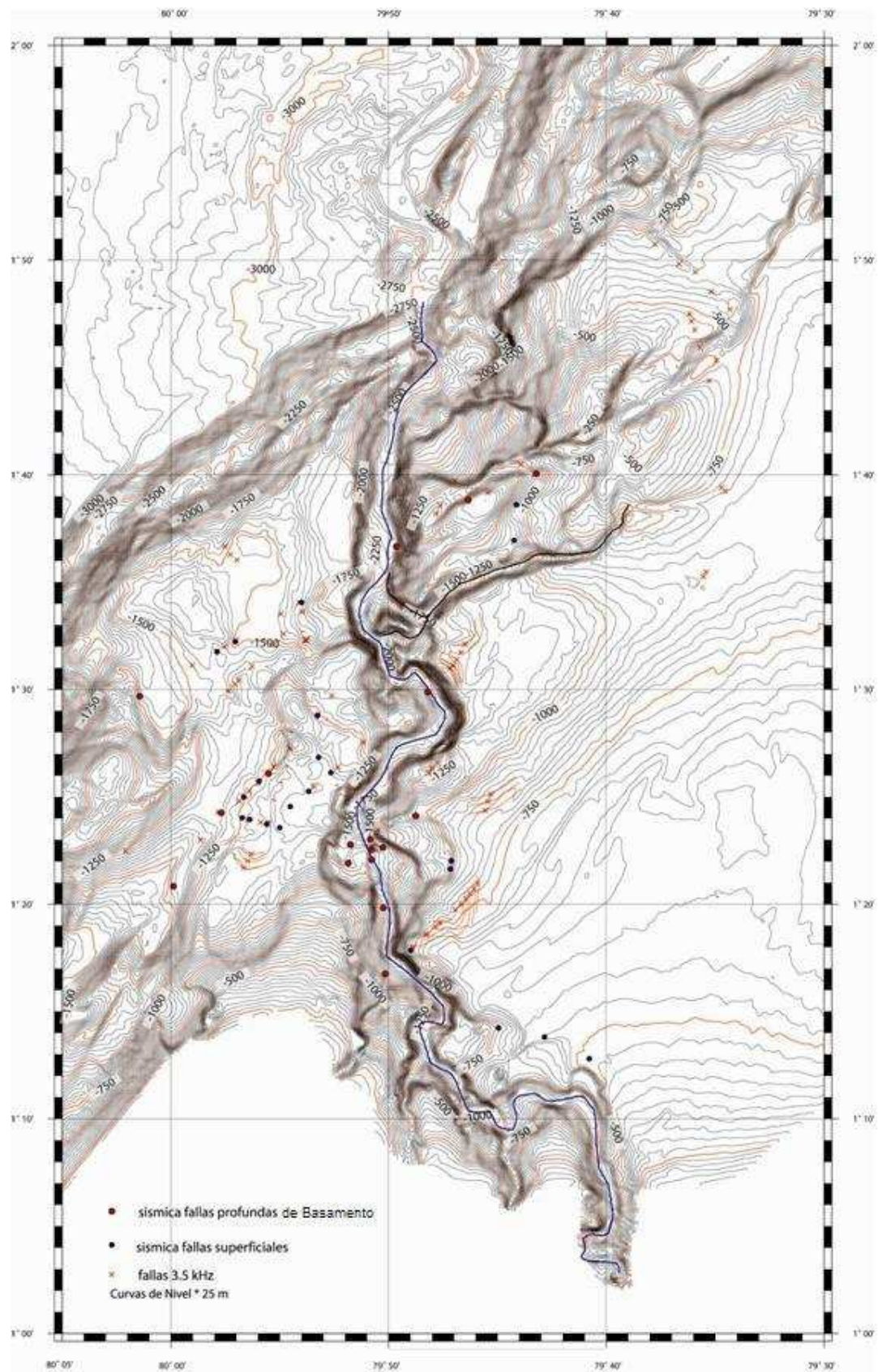


Figura 4.3.14. Mapa batimétrico de la zona de estudio. Mostrando las zonas donde se han reconocido fallas sobre los perfiles de sísmica de reflexión y de 3.5 khz.

## **CAPITULO 5. ORIGEN Y EVOLUCIÓN DEL CAÑÓN SUBMARINO ESMERALDAS Y ANCON**

### **5.1 ORIGEN DEL CAÑÓN SUBMARINO ESMERALDAS**

El cañón submarino del río Esmeraldas se encuentra emplazado en la costa noroccidental del Ecuador, justamente a continuación de la desembocadura del Río Esmeraldas, albergado en su parte inicial entre el límite de los dominios de la parte baja de la plataforma de Esmeraldas, y la cuenca de Manglares, continuando luego en su parte principal por el límite oeste de la Cuenca de Manglares hasta cortar el frente de deformación, construyendo a continuación la fosa, donde el cañón se convierte en el canal del mismo nombre.

#### **5.1.1 ROCAS Y SEDIMENTOS QUE ALBERGAN AL CAÑÓN ESMERALDAS:**

Con la interpretación de las líneas sísmicas Amadeus, se ha podido diferenciar 3 secuencias sísmicas denominadas U1, U2, U3 y el Basamento acústico (B), que se encuentra sobreyacido por una unidad U4. Estas secuencias se separan entre sí por discordancias acústicas interpretadas como discordancias sedimentarias o superficies de erosión. La interpretación se ha basado fundamentalmente en el análisis del perfil transversal Ama – 15 (Fig. 4.2.6) y el perfil longitudinal Ama – 66 (Fig. 4.2.2).

Sobre el perfil Ama – 12 (Fig. 4.2.4) es posible reconocer dos unidades más superficiales y recientes, denominadas U0 y UD. La unidad U0 corresponde a los depósitos sedimentarios arrastrados y posiblemente deslizados recientemente. Sobre el perfil Ama – 12 se ha denominado U0 a dos depósitos genéticamente similares, uno a cada lado del cañón. En el borde este, U0 corresponde a los materiales que transitan desde la cuenca de manglares en dirección del cañón submarino y que se depositan en la parte más baja de la cuenca y posiblemente también aportan al cauce del cañón. En el borde oeste, U0

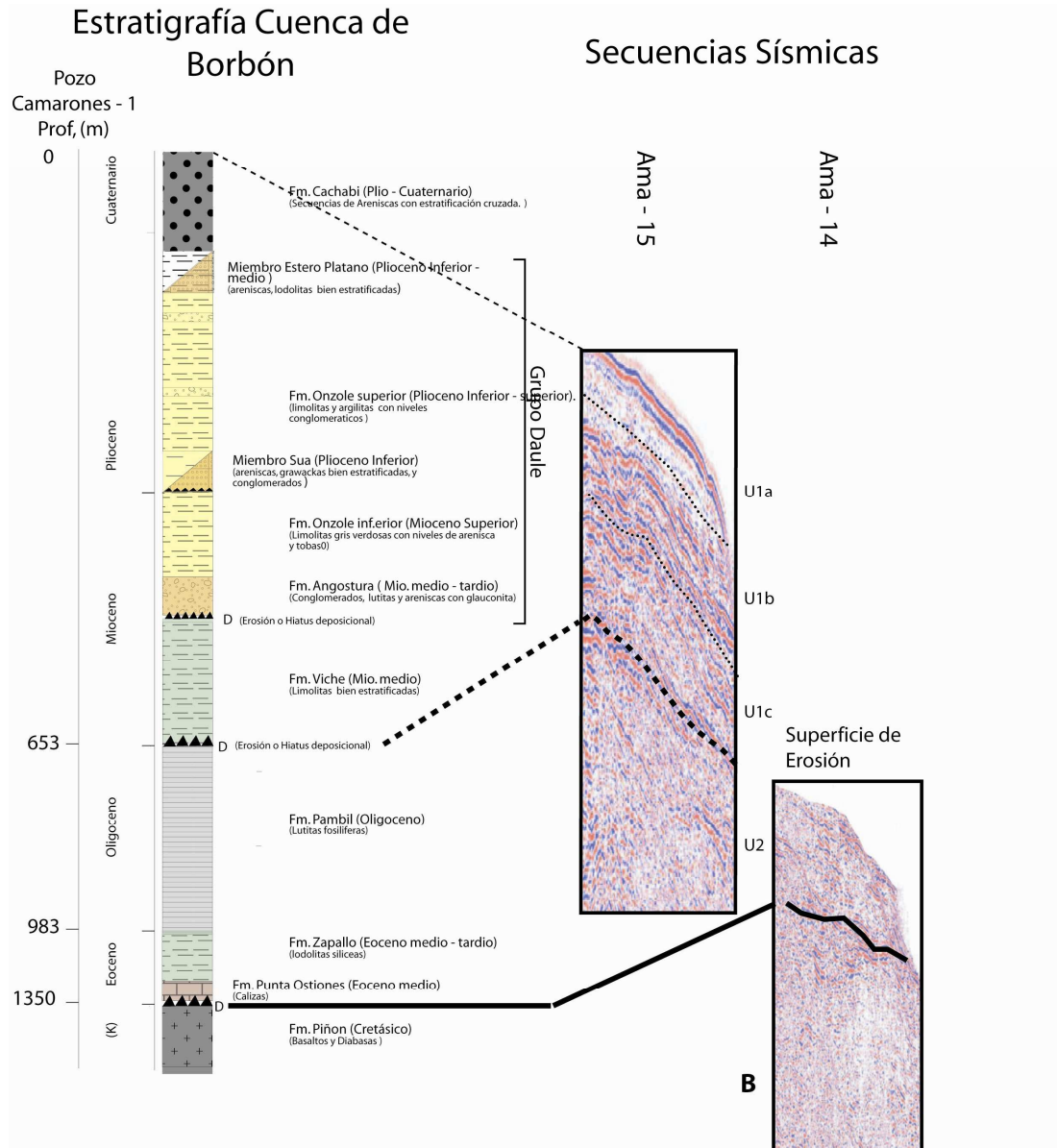
corresponde a la depositación de los materiales desprendidos desde el escarpe del rasgo V (Fig. 4.1.2) que corresponden a la unidad U1. La unidad UD corresponde a la depositación de sedimentos que son productos de uno o varios deslizamientos desde la parte suroeste del dominio Margen Superior, los cuales transportan los materiales desprendidos de la unidad U1, además de los materiales provenientes del continente que se desestabilizan en el borde inferior de la plataforma de Esmeraldas.

Las unidades U1 y U2, son interpretadas como unidades sedimentarias por sus facies bien estratificadas, con estructuras de onlap y toplap. El perfil Ama – 66 muestra la continuidad de estas unidades sedimentarias a lo largo del recorrido del cañón submarino sobre el Dominio Cuenca de Manglares, donde las unidades se encuentran bien reconocibles.

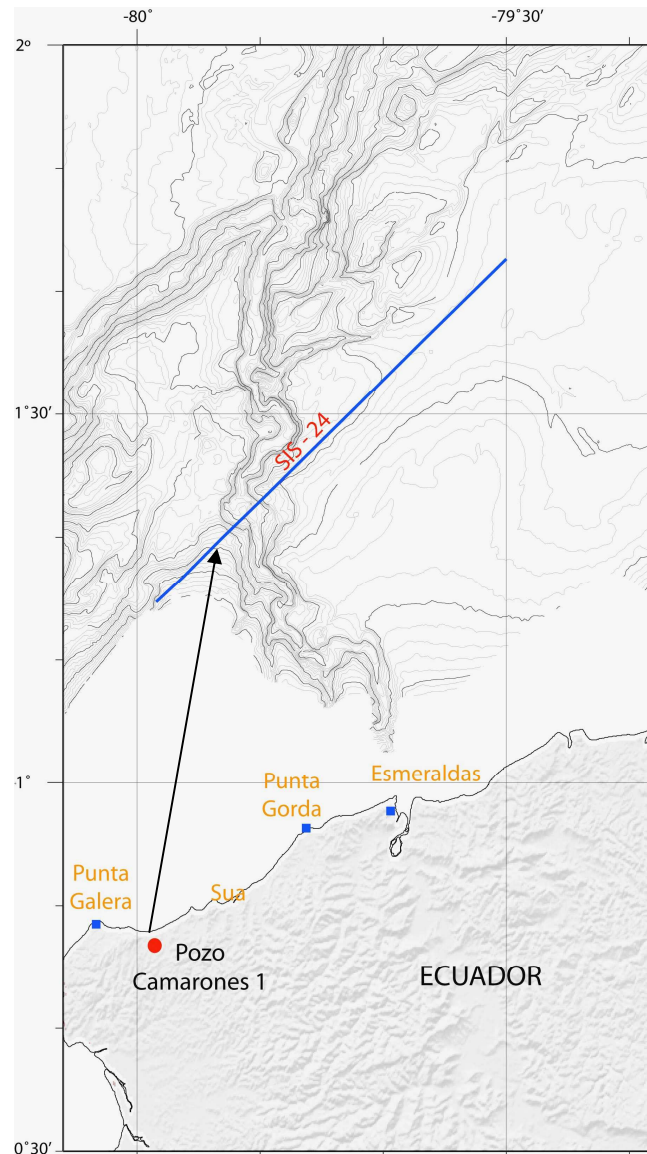
Sobre el perfil Sis – 24 (Fig. 4.2.11) de la campaña Sisteur se ha reconocido las unidades como es el basamento acústico a una profundidad de ~ 1500 a 2500 m bajo el fondo marino. Este basamento acústico se encuentra sobreyacido por una secuencia denominada U4, localmente estratificada hacia el techo (Fig. 4.2.11). El techo de la secuencia U4 se encuentra en contacto discordante con la unidad U1 en el borde oeste, con la unidad U2 hacia la parte central y con U3 hacia el borde oeste. Este contacto discordante se caracteriza por las estructuras de onlap formadas en las secuencias sedimentarias. Considerada como una unidad sedimentaria, muy bien compactada y posiblemente muy antigua (Collot, 2004), se toma U4 como parte del basamento que subyace a las unidades sedimentarias que albergan el cañón Esmeraldas. Es importante observar que la unidad U4 no se encuentra en contacto sobre todo el techo del basamento, sino que se encuentra localmente depositada, permitiendo el contacto también del basamento acústico con la unidad U2 y U3 en el borde oeste en el perfil Sis – 24 (Fig. 4.2.11). Se puede señalar también la limitada aparición de la unidad U3 exclusivamente en el borde este y debajo del cañón submarino.

### **5.1.2 CORRELACIÓN DE LAS UNIDADES SEDIMENTARIAS SUBMARINAS Y LA CUENCA DE BORBÓN EN EL CONTINENTE.**

La secuencia litológica en el continente sobre la cuenca de Borbón (Evans y Whittaker 1982), muestra un basamento basáltico que corresponde a la formación Piñón de una edad Aptiano (K), separada por una discordancia de la formación Zapallo (Eoceno Medio - Tardío) sobreyacida por las formaciones terciarias Pambil (Oligoceno Medio) y Viche (Mioceno Medio - Tardío). A continuación el grupo Daule que descansa sobre una discordancia de erosión (Mioceno Medio – Plioceno) como muestra la columna estratigráfica (Fig. 5.1). Para completar estos estudios sobre la costa, se ha realizado una perforación (pozo Camarones nº1 en Fig. 5.2) el cual aporta a este trabajo el conocimiento de las profundidades de ocurrencia y los espesores de las formaciones geológicas en la zona de Punta Galera. Estos datos se han publicado sobre la hoja geológica de Esmeraldas y Punta Galera (Misión Británica – DINAGE 1980), donde el techo del basamento se encuentra a 1350 m bajo la superficie. (Fig. 5.1)



**Fig. 5.1** Columna estratigráfica de la cuenca de Borbón con los datos de profundidades de las formaciones a partir de los datos del pozo Camarones 1. Correlación con las facies sísmicas de los perfiles Ama - 15 y Ama - 14.



**Fig. 5.2** Mapa de ubicación del Pozo Camarones 1 y su relación geográfica con el perfil SIS – 24. La flecha negra indica la línea de correlación tierra – mar.

Comparando los datos de sísmica marina en este trabajo (Sis – 24), en su parte central, tomando en cuenta las potencias de las secuencias sísmicas, y los datos de campo hacia la parte continental, las secuencias sísmicas que albergan al cañón submarino, e interpretadas en este estudio, pueden ser correlacionadas con las formaciones Terciarias y cuaternarias en el continente.

- De esta manera se interpreta el basamento acústico (**B**) como la prolongación de la Formación Piñón ya que la profundidad de ocurrencia en el continente es de 1350 m. En el perfil Sis – 24 (1.2 seg. TWT desde el fondo marino), Ama – 14 (1.1 seg. TWT desde el fondo marino). Utilizando una velocidad promedio de 2.25 km/seg. para estos sedimentos (Agudelo 2005) y utilizando la formula:

$$(a) P \text{ (km)} = \text{TWT (seg.)} / 2 * V \text{ (km/seg)}$$

donde P es la profundidad, TWT es el tiempo doble de transito y V es la velocidad del medio. Así se obtiene una profundidad del tope del basamento de 1.300 a 1400 m bajo el fondo del mar, lo cual es similar a la profundidad en el continente.

- La secuencia U2 correspondería a las formaciones Zapallo y Pambil, ya que en el pozo Camarones 1 estas formaciones alcanzan una potencia conjunta de 650 m, y en la sísmica U2 tiene en la zona de comparación entre unos 0.6 seg. TWT (Fig. 4.2.11 y 5.1), los cuales utilizando la fórmula (a) alcanzan un espesor de 675 m, similares a las profundidades en tierra. A partir de la sísmica se ha interpretado una superficie de erosión importante en el techo de U2. En tierra, se han reportado dos superficies de erosión: una superficie más importante sobre los sedimentos de la formación Pambil y otra superficie sobre la formación Viche (Deniaud 2000). No se puede establecer con total seguridad la correlación de la superficie de erosión sobre U2, con una de estas discordancias reportadas sobre el continente, pero por las estructuras de onlap, la morfología irregular de la superficie sobre la sísmica y basados en la potencia de aparición de las formaciones, se puede pensar en que la discordancia sobre U2 corresponde a la discordancia sobre la formación Pambil (Fig. 5.2)
- La secuencia U1 correspondería posiblemente a la formación Viche y al grupo Daule que incluye las formaciones Onzole y Angostura. La secuencia U1 tiene una potencia de 0.5 a 0.7 seg. TWT (Ama – 14 y Sis – 24), que

corresponde a 560 – 780 m, similares a los 653 m reportados en el pozo Camarones – 1 en el continente. (Fig. 5.1).

Con este análisis se puede decir que el cañón submarino se encuentra afectando a las formaciones sedimentarias que van desde el Cuaternario hasta el Eoceno, y según los datos sísmicos, solo en un limitado segmento que corresponde a SB1, el cañón alcanza a socavar el basamento al pie del flanco de la plataforma de Esmeraldas.

### **5.1.3 UBICACIÓN DEL CAÑÓN ESMERALDAS EN EL ENTORNO MORFOLÓGICO – ESTRUCTURAL:**

El cañón socava la plataforma continental desde una profundidad de menos de 10 mbnm, lo cual implica que independientemente del clima, y por consiguiente del nivel del mar, el cañón submarino se encuentra conectado al río Esmeraldas, por lo tanto está siempre activo.

Las curvas de nivel sobre el margen muestran un gradiente de la pendiente en el cual no se encuentra emplazado el cañón submarino, por lo que se lo considera un cañón atípico. El cañón cruza bruscamente de un subsegmento normal SA1 paralelo al gradiente a un subsegmento SA2 perpendicular a él, para luego tomar una trayectoria casi rectilínea en dirección norte – sur, la cual no es perpendicular al margen, hasta llegar al frente de deformación. (Fig. 4.1.2), ni a las curvas de nivel regionales.

Se ha establecido que los cañones secundarios, emplazados en el subsegmento SA, a pesar de estar muy cerca del cañón Esmeraldas, y además de tener el mismo rumbo no se encuentran activos. La principal diferencia radica en que los cañones secundarios no se encuentran conectados a un sistema fluvial terrestre, por lo tanto no tienen flujo de sedimentos que provoque la erosión, mientras que el cañón de Esmeraldas tiene su cabecera a menos de 10 m del río Esmeraldas. Posiblemente estos cañones funcionaron en el último periodo de



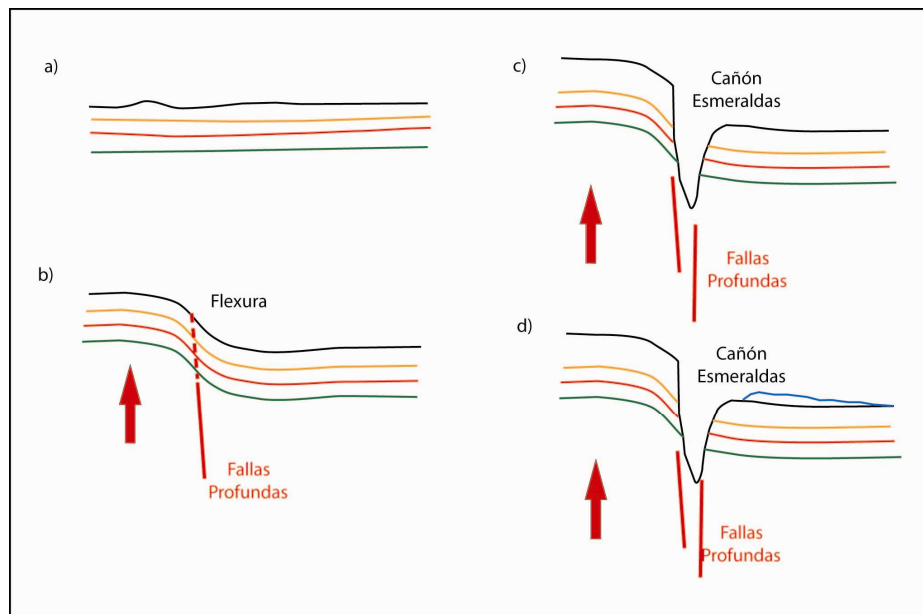
glaciación, ya que su cabecera se encuentra sobre la curva de nivel 120 m, coincidiendo con el nivel bajo del mar hace 20000 años (com. pers.).

El subsegmento SA2 se encuentra en una dirección casi este – oeste, perpendicular al subsegmento SA1. El subsegmento SA2 se encuentra emplazado en la ruptura de pendiente entre el dominio Margen Superior y el margen oeste de la Cuenca de Manglares, donde desembocan los cañones secundarios. En esta zona se puede observar un desfase vertical de al menos 250 m entre el fondo del cañón Esmeraldas y los cañones secundarios a gran actividad erosiva del cañón Esmeraldas versus la pequeña o nula actividad erosiva actual de los cañones submarinos secundarios, por lo tanto se cuantifica la erosión del cañón Esmeraldas durante los últimos 20000 años, lo que significaría aproximadamente 1.25 cm/año.

Por el análisis morfológico, se ha podido establecer una dirección preferencial norte – sur del cañón en su segmento SB, siguiendo la dirección del lineamiento principal L1 (N – S), el cual permanece a lo largo de todo el trayecto así hasta su desembocadura en el frente de deformación.

Por el análisis sísmico se han interpretado fallas profundas que se pueden localizar debajo del cauce del cañón Esmeraldas, las cuales principalmente controlan su rumbo. Sobre perfil Sis – 24 (Fig. 4.2.11) se ha interpretado un levantamiento del basamento en el borde oeste como consecuencia de la acción de estas fallas profundas enraizadas en él, y debajo del cauce del cañón y que tiene una dirección preferencial norte - sur. Se ha podido correlacionar las secuencias sísmicas de lado y lado del cañón submarino tomando en cuenta la diferencia de altura que se observa en el basamento. Este desplazamiento vertical es evidenciado por la yuxtaposición de facies sísmicas entre: los sedimentos de la unidad U2 presentes en los dos bordes del cañón y U3 reconocida únicamente en el borde este, con el basamento bajo el borde oeste, como muestra el perfil Ama – 14 (Fig. 4.2.12). Sobre el perfil Ama – 15 los sedimentos forman una flexura cuyo punto de flexión correspondería al eje del cañón submarino. Esta flexura es interpretada como el efecto del levantamiento de la plataforma de

esmeraldas a lo largo de una falla vertical que ha perturbado los sedimentos previamente depositados los cuales han sido deformados con un carácter plástico. (Fig. 5.3). Por estos argumentos se puede concluir que el cañón Esmeraldas es tectónicamente controlado.



**Fig. 5.3** Esquema de levantamiento del pie de la plataforma de Esmeraldas (flecha roja) a través de fallas enraizadas en el basamento, y flexuramiento de las secuencias sísmicas superficiales. .

Con el gran anticlinal observado sobre la sísmica en el perfil Ama – 66 (Fig. 4.2.2), se puede evidenciar gran actividad tectónica que actúa sobre la parte frontal del margen, la misma que es mayor a medida que se acerca a la fosa. Se puede hacer esta afirmación en base a las observaciones realizadas en los perfiles sísmicos, donde las secuencias sísmicas son bien reconocibles y correlacionables hacia el sur y poco reconocibles y correlacionables hacia el norte. Se interpreta este anticlinal como el rasgo superficial de la acción de una gran falla inversa profunda de tipo splay fault. (Collot et Al. 2004). Los deslizamientos observados sobre el dominio OBH parecen estar activos o potencialmente activos actualmente, como lo muestran sus características morfológicas las cuales muestran curvas de nivel irregulares y fuertes pendientes. Estos terrenos inestables responden a la acción de la falla de tipo Splay fault, y al

deslizarse provocan el taponamiento del cauce del cañón Esmeraldas y la acumulación de sedimentos que pueden provocar la formación de terrazas, o la migración del mismo..

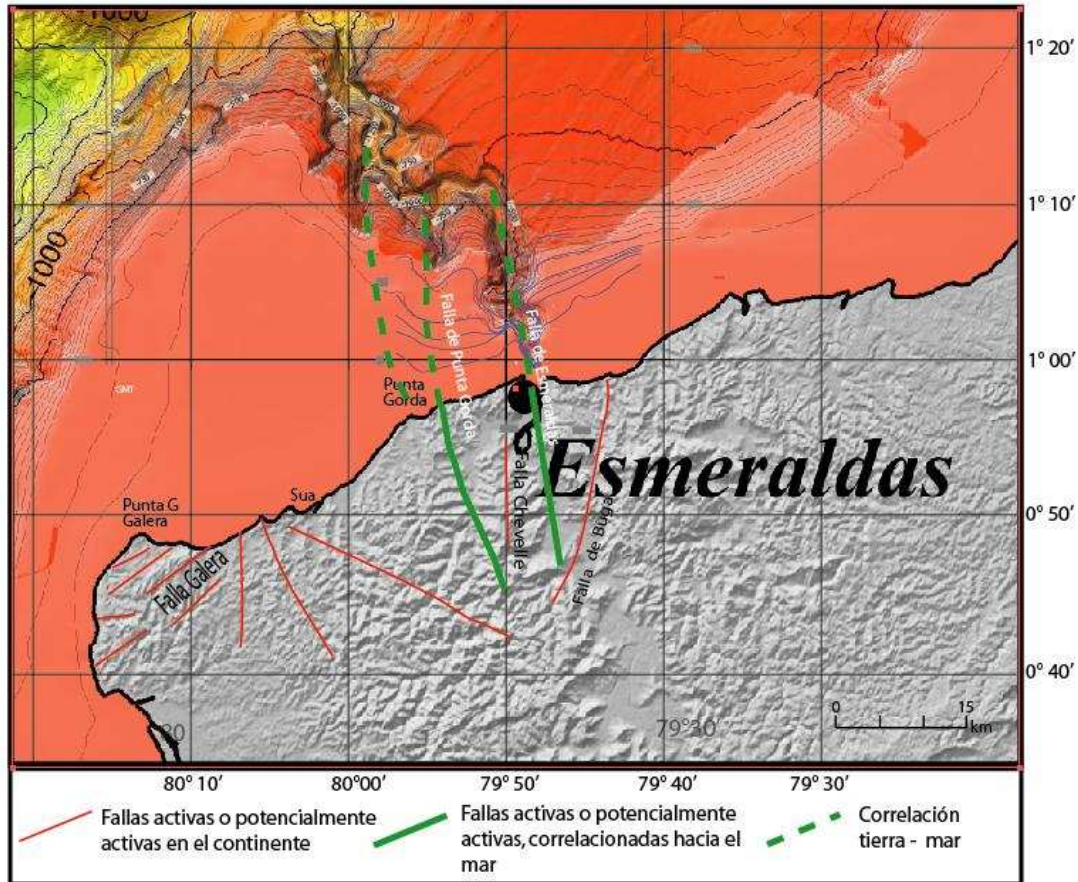


Fig. 5.4 Correlación de las fallas identificadas en el continente con las estructuras hacia el cañón Esmeraldas

Hacia el continente, sobre la costa noroeste ecuatoriana se localiza la Falla de Esmeraldas, de rumbo NNO -SSE, caracterizada como una falla mayor de tipo sinistral normal reactivada durante el Eoceno medio – tardío (Daly 1989). Por las evidencias de la sísmica se puede decir que el cañón submarino está tectónicamente controlado en partes de su cauce, pero no es posible relacionar este control a las fallas presentes en el continente. En el mapa de correlación de las fallas hacia el continente se ha trazado una posible influencia de la falla de Esmeraldas, principalmente con el subsegmento SA1. Sobre tierra no es posible observar actividad reciente ni tampoco huellas de su movimiento, pero con este estudio se ha podido observar el desfase vertical del basamento y lo atribuimos a

la extensión de la falla de Esmeraldas mar a dentro. La falla de Punta Gorda (DGGM 1980) se interpreta su posible relación con el cañón secundario que lleva el mismo nombre, y que es paralela a SA1, con dirección N – S, y otros posibles ramales que pueden controlar los cañones secundarios C1 y C2. Para corroborar esta información sería necesario el análisis de algunos perfiles sísmicos en la zona de la plataforma de Esmeraldas.

#### **5.1.4 ANÁLISIS DE SECCIONES LONGITUDINALES SOBRE EL CAÑÓN ESMERALDAS**

Para este análisis se ha elaborado tres secciones longitudinales en la zona del cañón submarino. Una sección a lo largo del borde este (90 km), una sección sobre el borde oeste (95 km) y una sección a lo largo del cauce (140 km), de mayor extensión que las anteriores debido a la sinuosidad del mismo (Fig. 5.5 a y b). Por esta sinuosidad del cañón Esmeraldas, la comparación de los perfiles longitudinales es un poco compleja, por lo que se ha seleccionado los rasos más relevantes sobre su fondo para poder establecer principalmente desplazamientos verticales que indiquen la acción de posibles fallas.

**El punto 1**, indica claramente la presencia de un montículo sobre el cauce del cañón submarino, interpretado como un dique que se encuentra actualmente en erosión y que ha represado el flujo de sedimentos en el cauce del cañón. **El punto 2** indica un desplazamiento vertical de al menos 100 m del fondo del cañón submarino en una distancia de 1 km. Es decir una pendiente de 10 %, posiblemente indicando el desplazamiento por una falla, pero no se ha tenido evidencia suficiente para asegurar su presencia. Sobre el borde este, a la altura del punto 2 se observa un pequeño quiebre de la pendiente, pero no es muy evidente. **El punto 3** indica un punto alto que corresponde al deslizamiento del rasgo D. **El punto 4**, el punto más importante, ya que muestra un cambio de pendiente fuerte en una zona cercana al cruce de la falla de Ancón sobre el cañón, lo cual nos puede dar un argumento para la existencia de la misma. **El punto 5** casi a la desembocadura del cañón corresponde a un alto topográfico, relacionado a un gran deslizamiento desde los rasgos R1 – R2, que ha

modificado el curso del cañón, cambiando su dirección de NE – SW a casi N – S al cruzar el anticlinal en el frente de deformación.

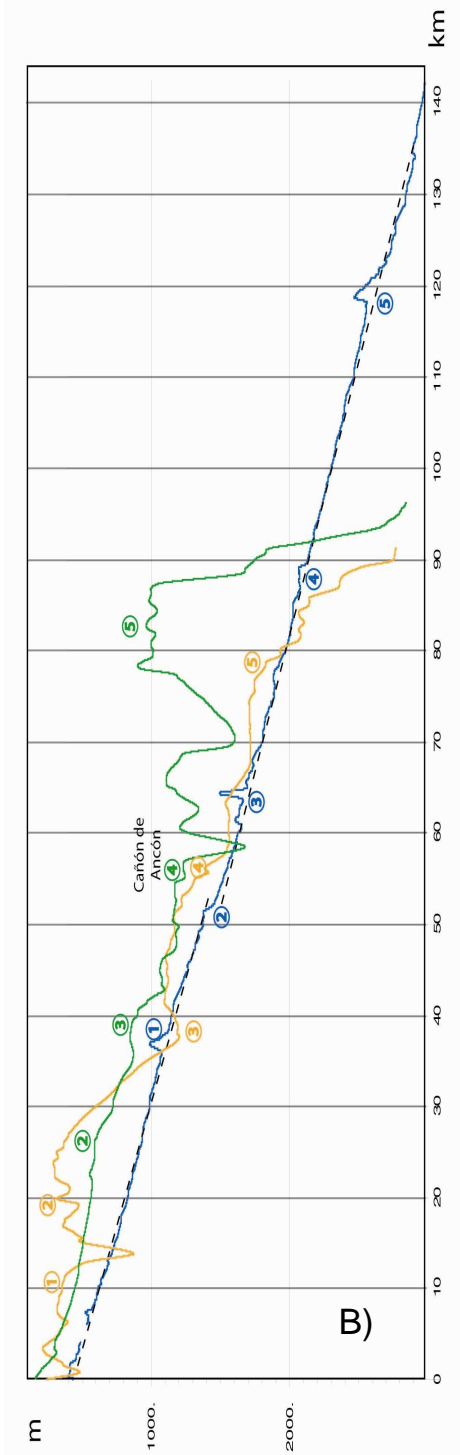
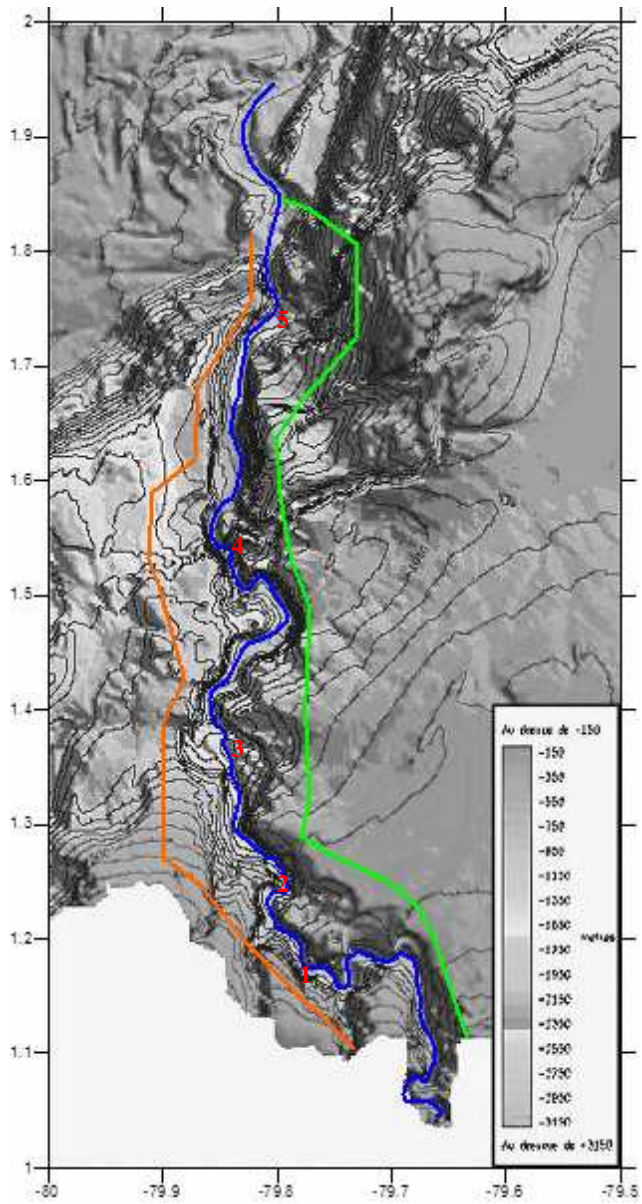


Figura 5.5: secciones longitudinales a lo largo del cañón Esmeraldas. A) vista en planta de las secciones longitudinales. Línea Naranja: sección a lo largo del borde oeste del cañón; línea Azul: sección a lo largo del cauce del cañón; línea verde: sección a lo largo del borde este del cañón. B) secciones longitudinales. La línea entrecortada sigue el gradiente de la pendiente, la cual es muy regular, con un desfase vertical en el punto 2 y 4.

## 5.2 EDAD DEL CAÑÓN SUBMARINO ESMERALDAS.

La edad del cañón submarino solo puede ser establecida relativamente y como una interpretación a partir de los datos del presente estudio, complementados con los datos geológicos a partir de trabajos realizados sobre tierra. (Evans y Whittaker 1980, Aalto y Miller 1999, Deniaud 2000). Para establecer una edad mínima del cañón submarino, se ha tomado en cuenta su relación con los sedimentos sobre los cuales se emplaza y una posible correlación en tiempo con algunos eventos tectónicos a escala regional (épocas de surrección y subsidencia), los cuales influyen directamente a la tasa de erosión del cañón submarino. Esta gran tasa de erosión probablemente es el principal factor que condiciona su evolución.

Las unidades sedimentarias marinas involucradas en este estudio han sido correlacionadas con las formaciones reconocidas en el continente (Evans y Whittaker 1982).

El grupo Daule y la formación Viche, posiblemente han sido depositadas simultáneamente con el inicio de la erosión del cañón submarino, o al menos en su fase final (U1a – U1b?). Esta hipótesis se sustenta en el hecho que la base de Daule, U1c (Plioceno Superior) y las unidades sedimentarias más antiguas subyacentes, presentan una truncación brusca hacia el flanco del cañón submarino, sugiriendo que estos ya estaban depositados cuando la actividad del cañón inició, y que fueron posteriormente erosionados, como se ve en el perfil Ama - 15 (Fig. 4.2.6). La unidad U0 sobre el borde este del cañón, que aparece en la parte mas baja del dominio cuenca de Manglares parece tener una edad relativamente menor a la edad del cañón submarino, ya que no se encuentran estratos truncados como evidencia de la erosión directa del cañón, como muestra

el perfil Ama – 12 (Fig. 4.2.3), al contrario se observan formas redondeadas por efecto de las corrientes marinas.

Sobre el perfil Ama – 39 es posible observar que el cañón submarino ha erosionado solamente la secuencia U1, y no alcanza a erosionar la secuencia U2, sustentando también la hipótesis de que la formación del cañón submarino es contemporánea a la sedimentación de la secuencia U1.

Aunque, se puede pensar en otra hipótesis sustentada en que la acción de algunos procesos de desestabilización han afectado los flancos del cañón borrando la evidencia de la depositación simultánea de los sedimentos a la formación del cañón. Por lo tanto no se puede excluir la hipótesis de que el cañón submarino fue activo durante la depositación de U1 y U2, ubicándolo en una edad Oligoceno (?) aunque no es muy clara la evidencia.

El factor más importante para el desarrollo del cañón submarino, es una gran tasa de sedimentos aportados desde el continente, provocando una mayor tasa de erosión. El aumento de esta tasa de erosión está relacionado con las épocas de mayor actividad tectónica atribuidas al levantamiento de los Andes las cuales coinciden con el levantamiento de la costa (Campbell 1974). Estas épocas de mayor actividad son las fases tectónicas regionales Inca en el Eoceno Tardío y la Fase Quechua en el Mio - Plioceno (Pardo – Casas y Molnar; 1987). Por lo tanto durante estas fases, hubo una mayor generación de sedimentos, los cuales van a ser arrastrados por los sistemas fluviales, y en este caso particular por el sistema fluvial más importante del nor - occidente del Ecuador como es el río Esmeraldas. Esta carga de sedimentos se considera que es el factor más importante para la gran actividad erosiva del cañón submarino. Por lo tanto la edad mínima del cañón submarino según la evidencia tectónica, puede establecerse en el Mio – Plioceno.

En relación a los periodos de tectonismo activo, han sido evidenciados movimientos verticales de la costa, mediante el reconocimiento de algunas formaciones marinas depositadas a profundidades batiales, reportadas en la

actualidad como formaciones aflorantes en el continente (Evans y Whittaker 1982). La surrección de la costa ha sido evidenciada también con las secuencias de terrazas submarinas, conocidas como Los Tablazos con edades pleistocénicas en la zona de Punta Galera. Estas terrazas han sido elevadas al menos 100 m. en los últimos 120000 años, en la misma zona, con una tasa media de elevación de 0.3 – 0.34 mm/año. (Pedoja et al. 2006). Evidencias del levantamiento han sido reportadas por Evans y Whittaker al determinar que el miembro Sua ha tenido un levantamiento de al menos 1500 m tomando en cuenta su profundidad y la porción de capas removidas por la erosión (Evans y Whittaker 1982).

Este levantamiento de la costa provoca una elevación de la tasa de erosión del cañón submarino, ya que al tratar de recuperar su equilibrio dinámico acelera el proceso de erosión - retrogresión. Por lo tanto se puede decir que el cañón submarino ha tenido una gran actividad erosiva durante el Pleistoceno.

Adicionalmente el estudio estratigráfico realizado por Evans y Whittaker sobre las formaciones de la cuenca de Borbón indican en la zona del río Esmeraldas que la formación Onzole superior ha sido depositada en profundidades batiales, con intercalaciones de capas de areniscas y algunos lentes de conglomerados que alcanzan los 50 m de potencia, los mismos que tienen con contenido de fauna de aguas someras. Se ha reportado localmente en los depósitos basales cantos rodados de lodolitas de mas de 1 m de diámetro en una matriz conglomerática que agrada hacia el techo en una secuencia irregular de arena con cantos y pedazos de bloques de lodolitas. Sugiriendo entonces que estos materiales han sido transportados desde aguas someras por flujos turbidíticos hacia aguas profundas por medio de un cañón submarino. Este tipo de conglomerados son similares a los depósitos encontrados en el fondo del cauce del río Esmeraldas (Evans y Whittaker 1982). Se puede considerar estos datos como un límite temporal de la acción erosiva del cañón Esmeraldas, que correspondería a la depositación de la formación Onzole superior, cuya mínima edad correspondería al Plioceno medio. Entonces el cañón posiblemente se inició en el Plioceno Medio



### **5.3 HISTORIA DE EVOLUCIÓN DEL CAÑÓN ESMERALDAS**

El cañón Esmeraldas inició como un canal sobre las debilidades en los materiales provocadas por las fallas desde el continente. A partir de la desembocadura de un sistema fluvial terrestre. Este sistema estuvo activo durante las glaciaciones desde el Plioceno Medio y continúa activo hasta la actualidad. Analizando los mapas hidrográficos (INOCAR 1984) se puede establecer que la cabecera del cañón submarino se encuentra inmediatamente a continuación de la desembocadura del río Esmeraldas, a una profundidad de 10 mbnm (Fig. 5.6). Tomando en cuenta la última glaciación que provocó la bajada de 120 m (com. Pers. J Y Collot) bajo el nivel actual, el cañón Esmeraldas estuvo conectado al sistema fluvial como en la actualidad. Sugiriendo que las variaciones del nivel del mar no afectan en mayor medida la actividad erosiva del cañón. Sin embargo es posible que el cañón de Esmeraldas, como otros cañones en el mundo (Shepard 1981, Krastel 2004), ha iniciado su formación con la erosión durante periodos de bajo nivel del mar. El bajo nivel del mar permitió que el río Esmeraldas erosione la plataforma continental, es decir la cabecera del cañón entre 10 y 100 metros.

El cañón transportaba una fuerte carga de sedimentos provenientes de los Andes. Esta gran carga de sedimentos fue depositada en la fosa de subducción, que por el análisis de los perfiles sísmicos, se ha podido establecer con un espesor de al menos 3000 m (Marcaillou com. pers.). Para cuando el nivel del mar subió, el aporte de estos sedimentos desde el continente posiblemente fue la misma, para poder continuar con la erosión y mantener el cañón submarino activo.

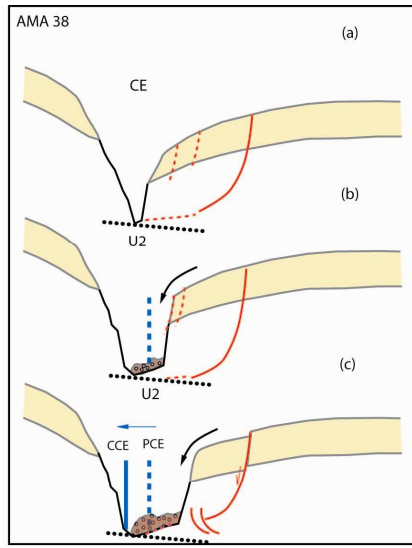


Al inicio de un proceso de surrección en la costa, la tasa de erosión del cañón submarino debe aumentar para equilibrarse con la tasa de levantamiento, así el cañón submarino debe tomar una forma menos meándrica otra vez y socavar fuertemente, para lograr dicho equilibrio. De esta manera abandona los meandros formados en la fase anterior, y empieza a socavar fuertemente los sedimentos, estableciendo su cauce posiblemente actual y con una sección en **V** en casi la mayoría de su cauce. Estos fuertes procesos de erosión provocan desestabilización hacia el pie de los flancos del cañón, provocando que grandes bloques gravitacionales se deslicen por planos de fallas de tipo lítricas superficiales (ej. Ama 38 y Ama 65 en Fig. 5.7), las cuales son respuesta a la acción de las fallas mas profundas enraizadas en el basamento.

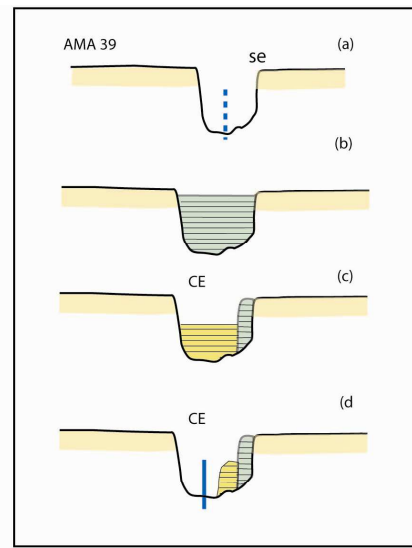
Los deslizamientos juegan un papel muy importante en la evolución de los rasgos asociados al cañón como son las terrazas submarinas y en la evolución de su curso. En el análisis morfológico se ha interpretado algunos de los grandes escarpes como huellas de deslizamientos, los cuales corresponden a los rasgos D, J y R. Sobre el análisis de la sísmica se encuentra la evidencia de los paleocauces que han sido cubiertos por estos deslizamientos

**Figura 5.7:** Esquemas de formación de los rasgos morfológicos asociados al cañón submarino. A y D) El esquema del perfil Ama – 38, muestra un bloque gravitacional en un corte paralelo al desplazamiento del mismo; con deslizamientos que caen sobre el fondo del cañón provocando la migración del cauce B) Esquema del perfil Ama – 37 que muestra un corte de un bloque gravitacional, perpendicular a la dirección de su movimiento. C) Esquema del perfil Ama – 39, mostrando al menos dos ciclos de relleno-erosión del cañón, formando paquetes de sedimentos bien estratificados. E) esquema del perfil Ama – 65 mostrando las tres etapas de formación de un bloque gravitacional: 1. los estratos al borde del cañón se encuentran basculados hacia el cañón, 2.- el bloque gravitacional se desliza a lo largo de una falla lítrica sin perder su estructura interna y con deslizamientos al pie y 3. finalmente la erosión de los materiales en el pie del bloque gravitacional. F) Vista en planta esquemática de la posición de los perfiles con respecto al bloque gravitacional

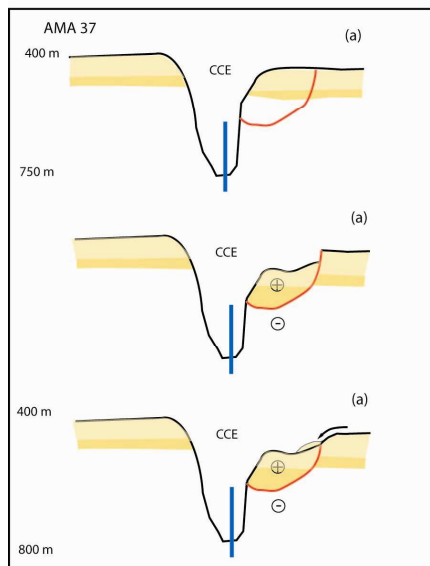
A)



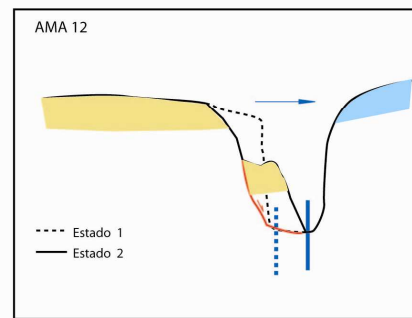
C)



B)



D)



F)

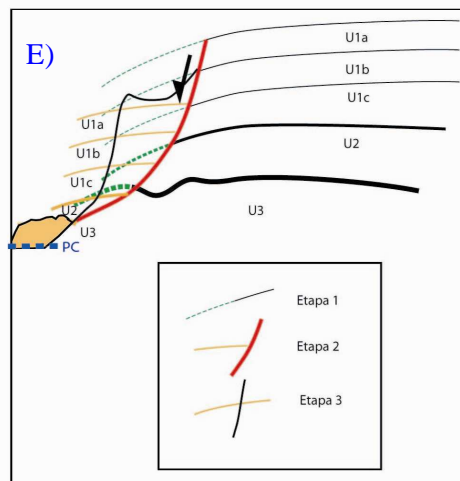
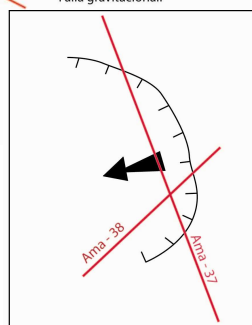


FIGURA 5.7

Sobre el perfil Ama – 65 (Fig. 5.7) se ha interpretado un gran deslizamiento (rasgo D), el cual ha modificado el cauce del cañón migrando hacia el este. Esta interpretación la sustenta la sísmica donde se observa un paleocauce bajo el deslizamiento.

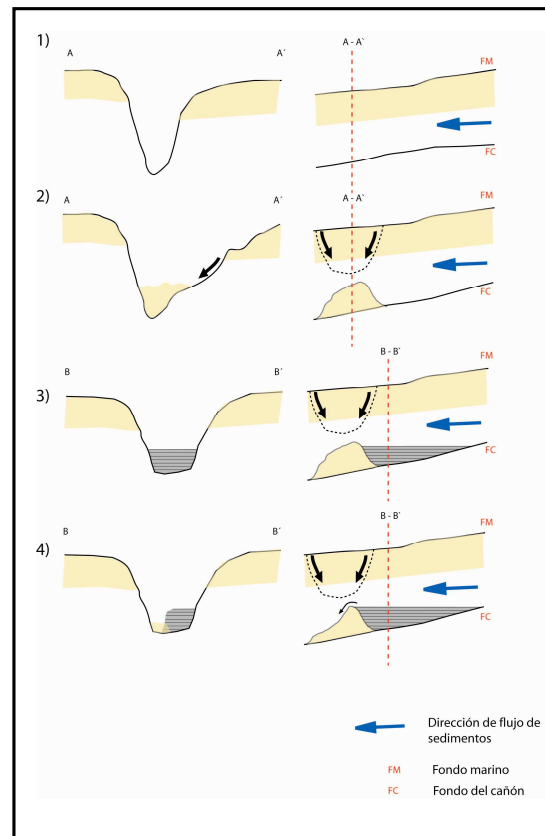


Fig. 5.8: Esquemas de formación de las terrazas submarinas a partir de la desestabilización de los flancos del cañón submarino, que desencadenan deslizamientos y consecutivamente represamiento de los sedimentos en el cauce del cañón.

La evolución de las terrazas submarinas en el cañón de Esmeraldas están directamente relacionadas con los deslizamientos. La evolución de las terrazas tiene dos etapas resumidas en depositación y erosión (Fig. 5.8):

a) La depositación de los sedimentos en el interior del cañón, previamente erosionado, formando un relleno. Esta depositación en el cañón

Esmeraldas esta controlada por la obstrucción del flujo de sedimentos en su interior, debido a la formación de diques naturales consecuencia de los deslizamientos. La obstrucción del cañón produce un embalse y consecuentemente la depositación retrogresiva de los sedimentos, al igual que sucede en un sistema fluvial terrestre (Fig. 5.8).

b) La *erosión parcial del relleno dando lugar finalmente a la terraza* (Fig. 5.8). Si el relleno se ha producido por un embalse, y los sedimentos sobrepasan su altura, se produce una erosión retrógrada hasta que el perfil del cauce del cañón puedan recuperar su equilibrio, dejando las terrazas al lado del nuevo cauce. El aumento del volumen de sedimentos transferidos desde el continente aceleran esta erosión.

Finalmente un evento que ocurrió en la desembocadura del cañón submarino. El deslizamiento más importante registrado se lo ha denominado como rasgo R, tiene una extensión de unos 15 km de largo.

La cobertura sedimentaria normal parte del OBH y de la cuenca de manglares se ha desestabilizado provocando un gran hundimiento que ha taponado la boca del cañón. Por tres razones: a) el dominio OBH se encuentra a una altura mayor que el dominio margen inferior, según los mapas batimétricos la diferencia de altura es de alrededor de 1250 m, con un espesor de sedimentos posiblemente mas potente. b) El OBH y el dominio oeste encuentran influenciados por las fallas asociadas al frente de deformación pero adicionalmente el OBH sufre la acción de la falla de Ancón que parece ser muy activa. Como evidencia de esta actividad, los sedimentos hacia la cabeza se han desestabilizado posteriormente solo en la parte suroeste del OBH dando lugar a la formación del rasgo Q c) el cañón estaba socavando el pie oeste del OBH, eso aumenta la pendiente del flanco este de la desembocadura del cañón provocando una inestabilidad grande..

Los sedimentos se represan detrás del deslizamiento, creando un gran relleno que talvez provocó la formación de la terraza M. El cañón tiene un cauce menor

muy amplio en la zona de la terraza, formando un perfil transversal en forma de U, con flancos muy abruptos. Esta forma en U puede ser interpretada como el amplio rango de migración lateral del cañón durante el represamiento de los sedimentos.

El cañón busca su nuevo camino a través del frente de deformación, erosionando los materiales removidos por los deslizamientos, encontrando su camino en la parte más distal del deslizamiento, donde el espesor de los materiales es menor facilitando el camino del cañón. Se puede notar que el cañón atraviesa el frente de deformación de una manera casi perpendicular al cauce bordeando el deslizamiento, erosionando el flanco oeste. Por la evidencia morfológica, entre R1 y R2, es posible que la desestabilización continua hasta el presente, produciéndose más deslizamientos y provocando la migración del cauce del cañón hacia el oeste.

Es evidente la diferencia que existe entre el lecho mayor y el lecho menor del cañón sobre el segmento SB4 muy contrastante con el subsegmento SB3. En el borde este el escarpe del lecho mayor es muy difícil de definir debido a la presencia de los deslizamientos. Por el mapa de pendientes se puede ubicar la zona con las mayores pendientes dentro de esta zona por lo cual se asume que es una fuente activa de sedimentos. Estos deslizamientos seguramente se encuentran relacionados con la actividad de la falla de Ancón.

#### **5.4 COMPARACIÓN DEL CAÑÓN SUBMARINO ESMERALDAS CON OTROS CAÑONES SUBMARINOS EN EL ECUADOR.**

El cañón submarino se encuentra ligado directamente a la desembocadura del río Esmeraldas, a diferencia de otros cañones estudiados sobre la costa ecuatoriana, como son los cañones de Santa Elena y Guayaquil. Estos cañones tienen su cabecera más o menos en el nivel de 120 mbnm, el cual coincide con la última glaciación hace unos 20000 años. (Coronel, 2002).

Al comparar la actividad del cañón Esmeraldas con los otros cañones en el Ecuador, se puede decir que el cañón Esmeraldas es muy activo actualmente. La principal evidencia que hace valedera esta interpretación es el hecho de que el cañón Esmeraldas, en su desembocadura, corta un pliegue anticlinal activo, formando el frente activo de deformación del margen, por efecto de la compresión debida a la subducción (rasgo T), y continúa hacia la fosa en forma de un canal, donde ha depositado una gran cantidad de sedimentos formando un abanico profundo (Collot 2005). Mientras tanto los cañones de Guayaquil y el de Santa Elena son truncados por la deformación de la fosa, siendo activos durante los periodos de bajo nivel del mar, cuando se encontraban ligados a sistemas fluviales terrestres, por lo tanto inactivos en la actualidad. (Coronel 2000).

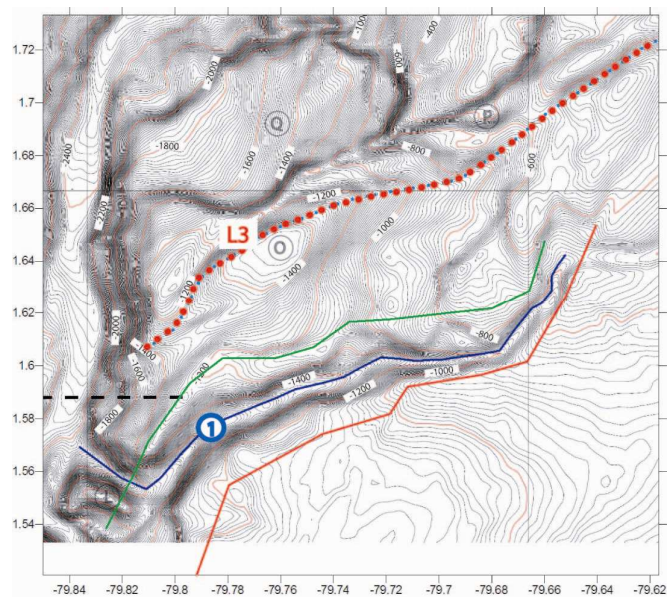
## **5.5 EL CAÑÓN DE ANCÓN.**

### **5.5.1 ANALISIS DE PERFILES LONGITUDINALES A LO LARGO DEL CAÑÓN DE ANCÓN**

Se han trazado tres perfiles longitudinales a lo largo del cañón tributario de Ancón (Fig. 5.9 A), con el objetivo de observar las variaciones del fondo del cañón y compararlas con sus respectivos bordes. A diferencia de los perfiles longitudinales trazados sobre el cañón de Esmeraldas, los trazados sobre el cañón de Ancón son más fáciles de correlacionar debido a la simplicidad de la forma del mismo, ya que se trata de una forma casi rectilínea. Se puede observar que el lecho del cañón tiene una pendiente regular seccionada en dos partes (a los 12 km, cambio de pendiente en Fig. 5.9b) muy paralela a la de los bordes del mismo. Existe un rasgo remarcable sobre este lecho (1 en Fig. 5.9 B). Se ha interpretado este rasgo como la huella de un deslizamiento producto de la desestabilización del flanco norte. En el perfil longitudinal no muestra huellas de erosión por lo que puede sugerir que el cañón de Ancón no se encuentra activo actualmente.



A)



B)

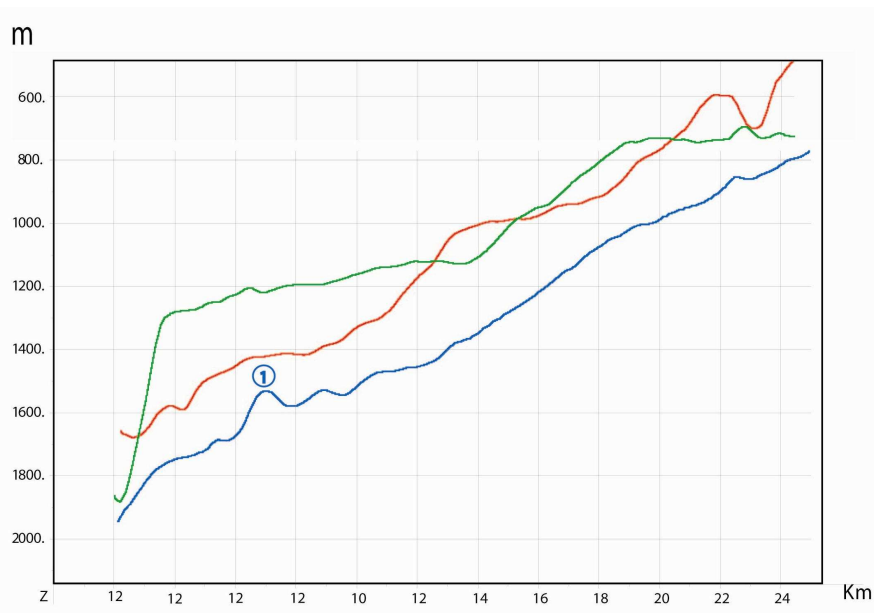


Figura 5.9: Secciones longitudinales a lo largo del cañón de Ancón. El punto 1 muestra una anomalía en el fondo del cañón de Ancón. No se tiene evidencia con los datos analizados de una posible falla por lo que se atribuye el rasgo al depósito de un deslizamiento muy pronunciado, sin huellas de erosión, por lo que se puede pensar que el cañón de Ancón se encuentra inactivo.

### 5.5.2 ORIGEN Y EVOLUCIÓN DEL CAÑÓN DE ANCÓN

El cañón de Ancón, al igual que el cañón de Esmeraldas, es un Cañón poco común debido a su ubicación dentro del entrono morfológico, lo cual nos lleva a pensar que no se ha desarrollado bajo circunstancias normales. Se puede tomar en cuenta algunas características del cañón de Ancón, las cuales son atípicas de los sistemas fluviales:

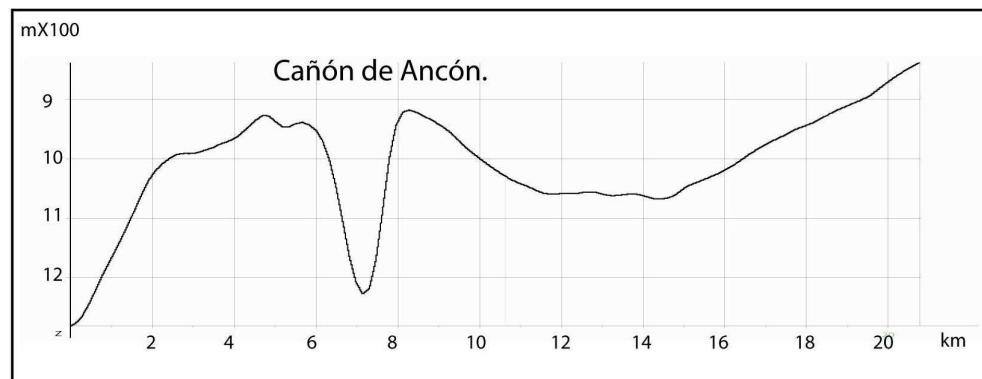
- El cañón submarino de Ancón es paralelo a la fosa de subducción y paralelo también a las curvas de nivel preferenciales que corresponden a la cuenca de Manglares, y no sigue el gradiente de la pendiente general del margen, sino que es paralelo.
- El perfil sísmico Ama – 65 (Fig. 4.2.9) muestra que el cañón Ancón se encuentra emplazado en el tope de un anticlinal, el cual evidencia los esfuerzos de compresión en la zona del cañón.

Con el análisis morfológico, debido a las anomalías anteriormente consideradas, se podría pensar que se trata de un cañón estructuralmente controlado por una falla que se encuentra paralela al cañón. En el análisis sísmico podemos interpretar fracturas, pero no es posible reconocer fallas debajo del cauce del cañón de Ancón.

Hacia la cabecera de este cañón submarino, se encuentra el rasgo denominado Bloque Manglares, con una profundidad de apenas 140 mbnm, mucho menor en comparación a los 1500 mbnm observados en sus alrededores (Fig. 4.1.9). Se puede hacer una analogía de la profundidad mínima del bloque, con la diferencia de nivel del mar entre la registrada hace 20000 años durante la última glaciación y la actual que corresponde a 120 m. Estos datos nos llevan a pensar que el Bloque Manglares, en una de las últimas glaciaciones la última glaciación era una isla. Esta isla sufrió los procesos de erosión subaéreos y pudo haber albergado algunos pequeños arroyos, por donde se transportaban los sedimentos hacia el mar. Posteriormente el nivel del mar se elevó hasta el nivel

actual sumergiendo estos pequeños arroyos, iniciando así la formación del cañón submarino de Ancón, posteriormente sostenida por la presencia de algunos deslizamientos que erosionaron su cauce.

Con los datos de este estudio no es posible establecer la actividad erosiva del cañón Ancón, ni tampoco la profundidad de exploración de las líneas sísmicas Amadeus permite observar una estructura profunda. Con el análisis morfológico se ha establecido que el cañón de Ancón tiene una ubicación atípica ya que se encuentra ubicado en la parte alta de una colina submarina (Fig. 5.10), sugiriendo que el cañón se encuentra ubicado en una zona activa que en la actualidad se encuentra en levantamiento. La actividad erosiva actual del cañón de Ancón podría estar limitada al efecto del transporte de los sedimentos producidos por la desestabilización de su borde norte, debido al efecto del desplazamiento vertical de la falla de Ancón. El cañón de Ancón carece de una alimentación de sedimentos continental importante como es el caso del cañón Esmeraldas, y a lo cual es atribuida su gran actividad, sin embargo el cañón de Ancón existe.



**Fig. 5.10:** Perfil transversal al cañón de Ancón. El cañón se encuentra emplazado claramente En la parte mas alta de la topografía, atribuida al levantamiento del OBH

A partir de estas observaciones se puede reconstruir la evolución del cañón de Ancón en las siguientes etapas:

- 1) Una drástica y rápida disminución de 125 m del nivel eustático hace emerger a la superficie el bloque manglares, el cual esta constituido por materiales fácilmente erosionables (Fig. 5.11a)
- 2) Procesos de erosión subaéreos provocan la formación de los sedimentos, los cuales serán transportados hacia el mar, erosionando así en un principio un pequeño cañón.
- 3) La actividad tectónica de la falla de Ancón inicia, provocando la deformación debido a la compresión, desplazando el cañón hacia el flanco de un anticlinal. (Fig. 5.11 b y c), y separando el cañón submarino de su fuente de sedimentos, deteniendo así su actividad
- 4) La actividad actual de la falla de Ancón ha provocado la desestabilización de las pendientes a su alrededor y en los flancos, formando un pequeño circo de inestabilidad ayudado por los terremotos, teniendo así posiblemente la fuente de los materiales que dan una pequeña actividad al cañón. (Fig. 5.11 c)

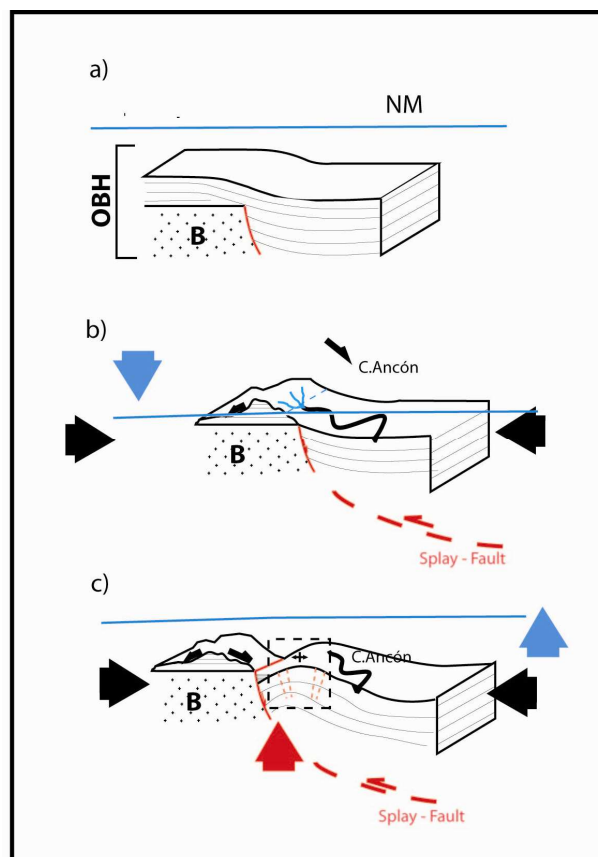


Figura. 5.11: Esquema de evolución del cañón de Ancón. Las flechas azules corresponden a la variación del nivel del mar; las flechas rojas corresponden a una compresión debida a los esfuerzos de la subducción, y las flechas rocas corresponden al levantamiento a lo largo de la falla de tipo splay fault.

## 5.6 TECTÓNICA DE LA ZONA

A partir de los datos de sísmica, se han establecido cuatro juegos principales de fallas (Fig. 5.12):

- a) Un juego de dirección preferencial N – S, enraizado en el basamento, las cuales controlan el emplazamiento y la dirección del cañón. Aunque este juego de fallas parece haber sido anterior al inicio de la erosión del cañón, marca una debilidad litológica en los materiales más antiguos, facilitando su formación.
- b) La falla de Ancón está activa actualmente, ya que ha mostrado grandes deslizamientos y zonas potencialmente inestables hacia su flanco norte principalmente. En este flanco se han desarrollado los rasgos R1 - R2 y Q1 – Q2. Además, se tienen otras evidencias a partir de los registros de 3.5 khz., estableciéndose que los sedimentos más recientes se encuentran formando estructuras de abanico, sugiriendo una depositación sintectónica a esta falla. Sobre las secciones longitudinales a lo largo del cañón Esmeraldas, se ha registrado un desfase vertical a nivel del cauce en el sector del cruce de la falla de Ancón. Por evidencias se sugiere que la falla de Ancón responde perpendicularmente al vector de compresión actual producto de la convergencia de las placas.
- c) Las fallas de Frente de Deformación, las cuales se encuentran oblicuas al cañón submarino son efecto de la gran compresión a la que se encuentra expuesto el frente de deformación. Por el análisis de los sedimentos más recientes con el 3.5 khz., estas fallas corresponden a las fallas actualmente activas con huellas de depositación sintectónica.
- d) La falla de Pie de Plataforma corresponde a una gran estructura con el mismo rumbo que la falla de Ancón. Esta falla se encuentra activa,

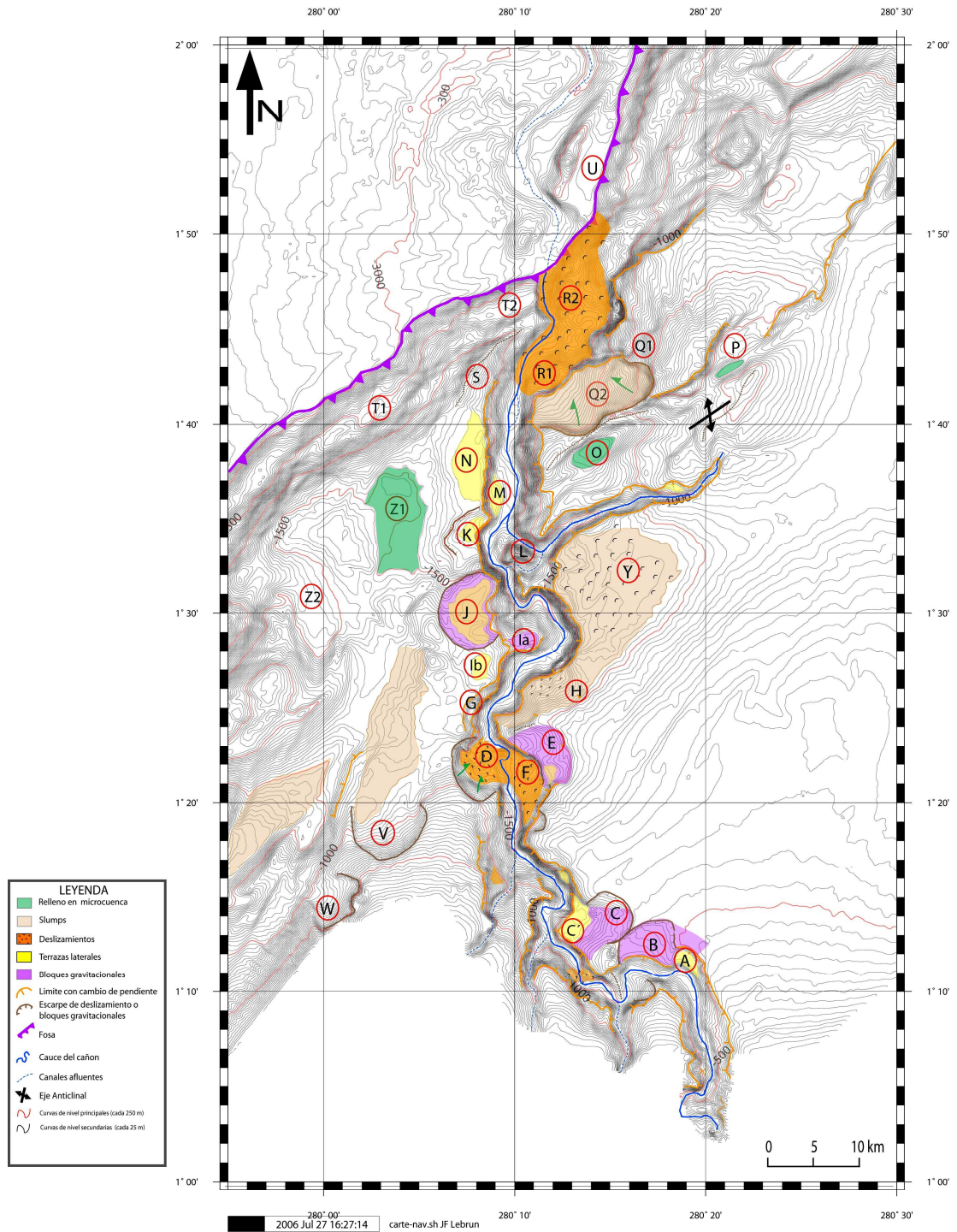
carácter evidenciado por las características caóticas de los sedimentos recientes depositados, que muestran deformación a nivel superficial.

## **CAPITULO 6: CONCLUSIONES**

- El cañón Esmeraldas se encuentra en la actualidad activo. Por el presente estudio se ha demostrado que su actividad erosiva se mantiene tanto en los períodos de alto nivel del mar como en los períodos de bajo nivel del mar.
- La actividad erosiva del cañón depende principalmente de la carga de sedimentos aportada desde el continente la cual esta relacionada con los periodos de gran actividad tectónica y con la tasa de levantamiento de la costa, acelerador del proceso de erosión.
- El inicio de la actividad del cañón Esmeraldas pudo haber empezado durante el Plioceno – Medio. Temporalmente relacionado con el periodo de mayor actividad tectónica denominada fase Inca, (Pardo Casas y Molnar 1987), y con el levantamiento más reciente de la costa, acción de la tectónica vertical desde el Pleistoceno Temprano (Pedoja 2006).
- El cañón submarino se encuentra emplazado en una zona de debilidad provocada por la acción de fallas profundas enraizadas en el basamento de dirección N-S y NW - SE, cuya actividad podría ser preliminar a la erosión del cañón. Además marca el límite de zonas morfológicamente distintas: una zona de amplia plataforma continental al norte que correspondería a la cuenca de Manglares y una zona de plataforma muy estrecha al sur al pie de la plataforma de Esmeraldas.

- Las fallas profundas Norte - Sur parecen no estar activas, o al menos en el presente estudio no se ha podido comprobar su actividad.
- La falla de Ancón es considerada como un juego de fallas normales superficiales que forman un graben y que atraviesan el cañón de Esmeraldas, provocando en el un pequeño cambio de dirección en su cauce y un desfase vertical, y que se encuentra activa.
- Los rasgos morfológicos a lo largo del cañón Esmeraldas se relacionan directamente con su fuerte actividad erosiva. Provocando desestabilización de los flancos del cañón que desencadenan bloques gravitacionales y deslizamientos, posteriormente obstrucción y represamiento del flujo de sedimentos dando lugar a las terrazas submarinas.
- La subducción producto de la convergencia de las placas Nazca y Sudamericana con un vector casi E – W, forma un frente de deformación que no es capaz de detener la fuerte acción erosiva del cañón Esmeraldas. Diferenciado del los cañones de Guayaquil y Santa Elena cuya erosión acaba en el frente de deformación.

# ANEXOS



Anexo A: Compendio de rasgos morfológicos identificados a lo largo del cañón Esmeraldas.





## BIBLIOGRAFÍA

- Aalto K. R. Y Miller W., (1999) Sedimentology of the Pliocene Upper Onzole Formation , an inner – trench slope succession in northwestern Ecuador. Journal of South American Earth Sciences. 12 : 69 – 85
- Agudelo, W. C., P.; Collot, J.-Y.; Marcaillou, B.; Michaud, F. (2002). Structure of The Southwestern Colombia Convergent Margin From The Sisteur Seismic Reflection-refraction Experiment. EGS XXVII General Assembly Eur. Geoph.Soc. . Nice – France.
- Agudelo, W. (2005). Imagerie sismique quantitative de la marge convergente d'Equateur-Colombie. Université Pierre et Marie Curie. PhD, Paris
- Alvarado Alexandra (1998) “Variation du champs de contrainte et deformation et cuantification des deformation actives du bloc côtier de l'Equateur”; DEA de Géodynamique et physique de la terra, Francia
- Baldock J. W.(1982) Geology of Ecuador Institute of Geological Sciences, London 55pp
- Boillot, G. (1998). Marges Continentales. Dictionnaire des Sciences de la Terre. Paris. 1: 430 - 445.
- Bristow C.R. y Hoffstetter R., (1977) Lexique stratigraphique international. CNRS Paris Fas 5 á 2, Ecuador, 410 pp
- Bucher, W. H. (1940). "Submarine valleys and related geologic problems of the North Atlantic." Geol. Soc. Amer., Bull. 51: 489 - 512.
- Cahill, T. I., B. (1992). "Seismicity and shape of the subducted Nazca plate." Journal of Geophysical Research 97(B12): 503-17.

- Calahorrano Alcinoe (2001); " Subduction de la Ridge de Cranegie sous la merge de l'Equateur " DEA Dynamique de la Lithosphere, des marges océaniques aux chaînes de montagne, Francia
- Campbell, C. J. (1974). "Ecuadorian Andes In: Mesozoic - Cenozoic Orogenic Belts, Data for orogenic studies " Geol. Soc. Amer., Bull.: 725 - 732.
- Collot, J.-Y., Charvis, P., Béthoux N. y l'équipe Sisteur (2000). LA CAMPAGNE SISTEUR: Sismique reflexion et simique refraction sur la marge d'Equateur et de Colombie. Informe de la campaña 06 septiembre - 19 de octubre de 2000, IRD, Geosciences Azur 143.
- Collot, J.-Y., B. Marcaillou, F. Sage, F. Michaud, W. Agudelo, P. Charvis, D. Graindorge, M.-A. Gutscher, and G. Spenc (2004). "Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador-southwest Colombia margin " Journal of Geophysical Research 109(B11103).
- Collot, J.-Y., and the Amadeus Team (2005). THE AMADEUS CRUISE: Ecuador - Colombia. Informe de la campaña 4 de febrero - 9 de marzo de 2005, IRD, Geosciences Azur: 250.
- Collot, J.-Y., Miegou S., Spence G., Legonidec Y., Marcaillou B., Schneider J-L, Michaud F, Alavarado A., Lebrun J-F, Sosson M., Pazmiño A. (2005). "Sea floor margin map helps in understanding subduction earthquakes " EOS, Transactions, American Geophysical Union 86(46): 464 -466.
- Coronel, J. (2002). Les canyons de la marge equatorienne: Approche morphostructurale et evolution. Dynamique de la Lithosphere, des marges océaniques aux chaînes de montagne. Grenoble, Joseph Fourier. DEA: 25.
- Daly, M. C. (1989). "Correlations between Nazca - Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador " Tectonics 8: 769 - 790.

- Dartnell, A. G. (1999). 3D Model of a submarine Canyon, USGS Digital Data Series.
- Davidson, J. P., Reed, Walter E., Davis, Paul M. (2001). Exploring Earth: An Introduction to Physical Geology. New Jersey, Prentice Hall. 2nd edit. 549.
- De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., and Stain, S. (1989). "Current plate motions." *Gephysical Journal* 101: 425 - 478.
- Deniaud, Y., Baby P., (1999). "Overture et evolution tectono - sedimentaire du Golfe de Guayaquil: bassin d'avant – arc néogène et quaternaire du Sud des Andes equatoriennes." *C.R. Acad Sci.* 328: 181 - 187.
- Deniaud, Y. (2000). Enregistrements sédimentaire et structural de l'evolution géodynamique des Andes équatoriennes au cours du Néogène: Étude des bassins d'avant - arc et bilans de masse Geologie Alpine. Grenoble, Joseph Fourier. **PhD**: 159.
- Evans y Whittaker (1982). The geology of the western part of the Borbon Basin No. Trench - Forearc. Geology: Sedimentation and Tectonics on modern and ancient active plate margins Backwell sceintific publications
- Gaudin, M., Pierre Cirac, Serge Berné, Thierry Mulder (2005). Evolution of Morphologies in River-Connected Canyons: Examples from Northeast Atlantic and Mediterranean Sea. AAPG International Conference. Paris, France, Search and Discovery
- Graindorge, D., A. Calahorrano, P. Charvis, J.-Y. Collot, and N. Bethoux (2004). "Deep structures of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval " *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS* 31(L04603, doi:10.1029/2003GL018803).

- Gutscher, M.-A. M. J. L., S.; Collot J, -Y. (1999). "Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision " Earth and Planetary Science Letters 168(3): 255 - 270.
- IDEA, I. d. E. A.-. and U. N. d. Colombia (2004). Zona de subducción.
- INOCAR (1984). Cabo Manglares - Punta Coquitos I.O.A. 100. Mapas Hidrográficos del Ecuador.
- Jackson, J. A., Bates Robert L. (1997). Glossary of Geology. A. G. Institute: 769.
- Jaillard et Al., E., Ordoñez M., Benitez S., Berrones G., Jimenez N., Montenegro G., Zambrano I. (1995). "Basin development in accretionary oceanic - floored fore - arc setting: southern coastal Ecuador during Late Cretaceous - Late Eocene time " AAPG 62: 615 - 631.
- Johnson, D. W. (1939). The origin of submarine canyons, a critical review of hypotheses: . Columbia Univ. Press. New York, Columbia University: 127.
- Jones E..J. (1999) "Marine Geology" , University College London. British Library Cataloguing in Publication Data. Londres.
- Kellogs, J. N., Bonini (1982). "Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate " Tectonics 1(3): 251 - 276.
- Krastel, P. (2004). "Cap Timiris Canyon : A Newly Discovered Channel System offshore of Mauritania." EOS, Transactions, American Geophysical Union 85(42): 417 - 432.
- Lonsdale, P. (1978). "Ecuadorian subduction system " AAPG Bulletin 62(12): 2454-247

- Lonsdale, P., and Klitgorg K.D. (1978). "Estructure and tectonic history of eastern Panama basin." Geol. Soc. Of Am. Bull
- Lutgens, F., Tarbuck, K., E. J (1999). Ciencias de la Tierra: Una intruducción a la geología física Madrid, Prentice Hall. V1 449 pp.
- Maloney, N. J. (1970). "Origin of Manzanares submarine canyon, Venezuela " Abstracts with Programs - Geological Society of America 2 (2)
- Megard F. (1984). "the Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru." J. Geol. Soc. **141**: 893 - 900.
- Minster, J. B, Jordan, T.H. (1978). "Present-day plate motions." Geophys. Res. 83: 5331-5354.
- Mitchum (1977). "Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 2: The depositacional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. ." American Association of Petroleum Geology **26**: 53 - 62.
- Mora, H., Kellog, J.N., Freymuller, J.T., Dixon, T.H., Leffler,L. (1995). "Tectonics of northwestern South America, CASA GPS measurements." EOS T21A - 3.
- Mulder, T. (1995). "Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans." Geology 103: 285 - 299.
- Mulder, T., P. Cirac, M Gaudin, J-F Bourillet, J. Tranier, A. Normand, O. Weber, (2004). "Understandin continent - ocean sediment transfer " EOS, Transactions, American Geophysicla Union 85(27): 257-264.
- Ordoñez, M., Jiménez, N., Suarez, J (2006). Micropaleontología Ecuatoriana. Guayaquil - Ecuador, Petroproducción. 631 pp.

- Pardo Casas, F., and Molnar, P., (1987). "Relative motion of Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time." *Tectonics* 6: 233 - 248.
- Pedoja, K. O., L., Dumont, J.F., Lamothe, M., Ghaleb, B., Auclair M., Labrousse, B. (2006). "Quaternary coastal uplift along the Talara Arc ( Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data." *Marine Geology In Press*.
- Pennington, W. D. (1981). "Subduction of the eastern Panama basin and seismotectonics of northwestern South America." *Journal of Geophysical Research* 86 (10753 - 10770).
- Pratson, L. F., W.B.F Ryan (1994). "Submarine canyon initiation by downslope - eroding sediment flows: Evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slop." *Geol. Soc Am. Bull.* 106: 395 - 412.
- Pratson, L. F., Coakley, B.J. (1996). "A model for a headward erosion of submarine canyons induced by downslope - eroding sediment flows." *GSA Bulletin* 108(2): 225 - 234.
- Reynaud, C., E. Jaillard, H. Lapierre, M. Mamberti, and G.H. Mascle (1999). "Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America." *Tectonophysics* 307: 235-254.
- Robinson E., Coruh C., (1988). "Basic Explorations Geophysics", Wiley, New Cork, 562.
- Shepard, F. P. (1965). "Types of submarine valleys." *AAPG Bulletin* 49(3): 304-310.

- Shepard, F. P. (1981). "Submarine canyons; multiple causes and long-time persistence " AAPG Bulletin 65(6): 1062-1077.
- Soh, W. a. T. H. (2002). "Rejuvenation of submarine canyon associated with ridge subduction, Tenryu Canyon, off Tokai, central Japan." Marine Geology 187(1 - 2): 203-220.
- Sosson, M., Bourgois, J., and Mercier de Lepinay, B. (1994). "SeaBEAM and deep-sea submersible Nautilie surveys in the Chiclayo Canyon off Peru (7°S). Subsidence and subduction erosion of an Andean-type convergent margin since Pliocene time." Marine Geology **118**: 237-256
- Thornburg, T., Kulm, L., Hussong, D., (1990). "Submarine-fan development in the southern Chile Trench: A dynamic interplay of tectonics and sedimentation." Geol. Soc Am. Bull. 102: 1658 - 1680.
- Tranier, J. (2002). Etude des processus sédimentaires dans la partie supérieure du canyon de Capbreton , Origine des terraces, Université Bordeaux DEA: 34.
- Trenkamp, R., Kellog, J., Freymueller, J., Mora, H. (2002). "Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations " Journal of South American Earth Sciences 15(157-171).
- Witt Cesar (2001). " Análisis de la deformación reciente y potencialmente activa con base en imágenes radar, fotos aeres, DEM y observaciones microtectónicas en la provincia de Esmeraldas" Proyecto previo a la obtención de Ingeniero Geólogo, Escuela Politécnica Nacional, Quito Ecuador.



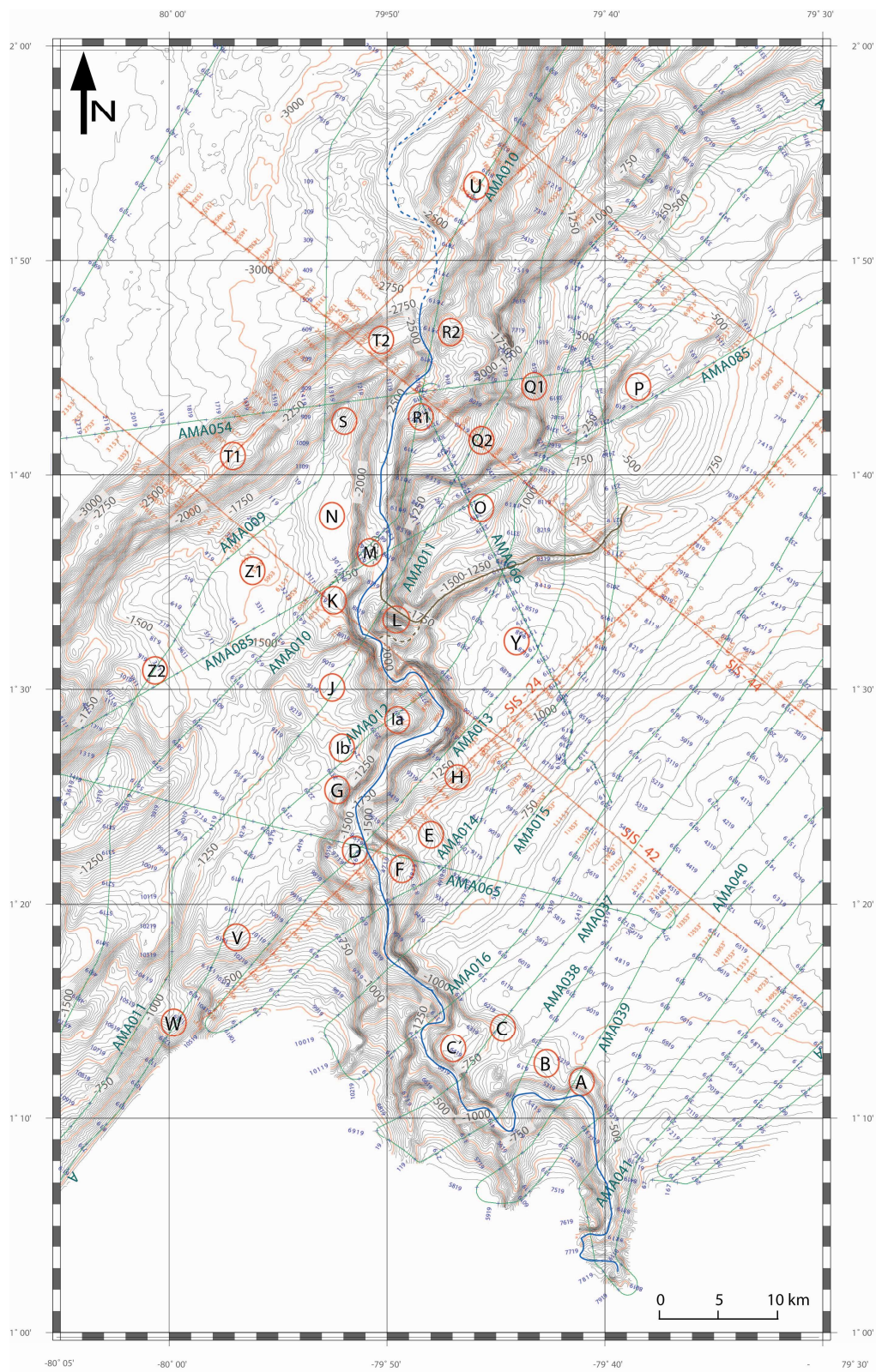


Fig 4.2.1: Mapa Batimétrico del cañón Esmeraldas y la identificación de los rasgos morfológicos. Rutas de las campañas de recolección de datos de sísmica de reflexión: Amadeus (líneas verdes) y Sisteur (líneas rojas). Curvas de nivel por cada 25 m.

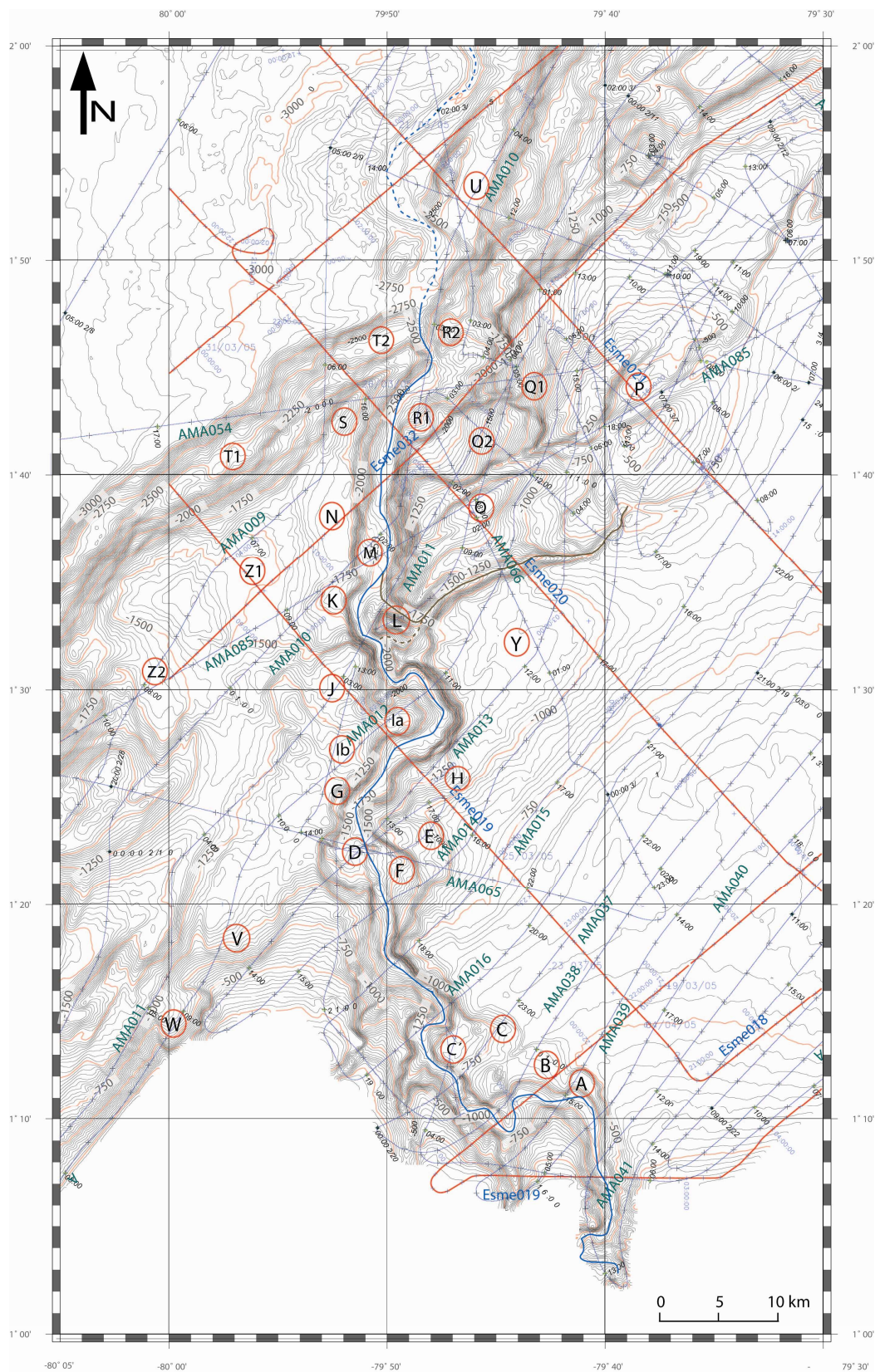


Figura 4.3.1: Mapa Batimétrico del cañon Esmeraldas y la localización de los rasgos morfológicos, con las rutas de las campañas de recolección de datos de 3.5 khz: Amadeus (líneas azules) y Esmeraldas (líneas rojas)

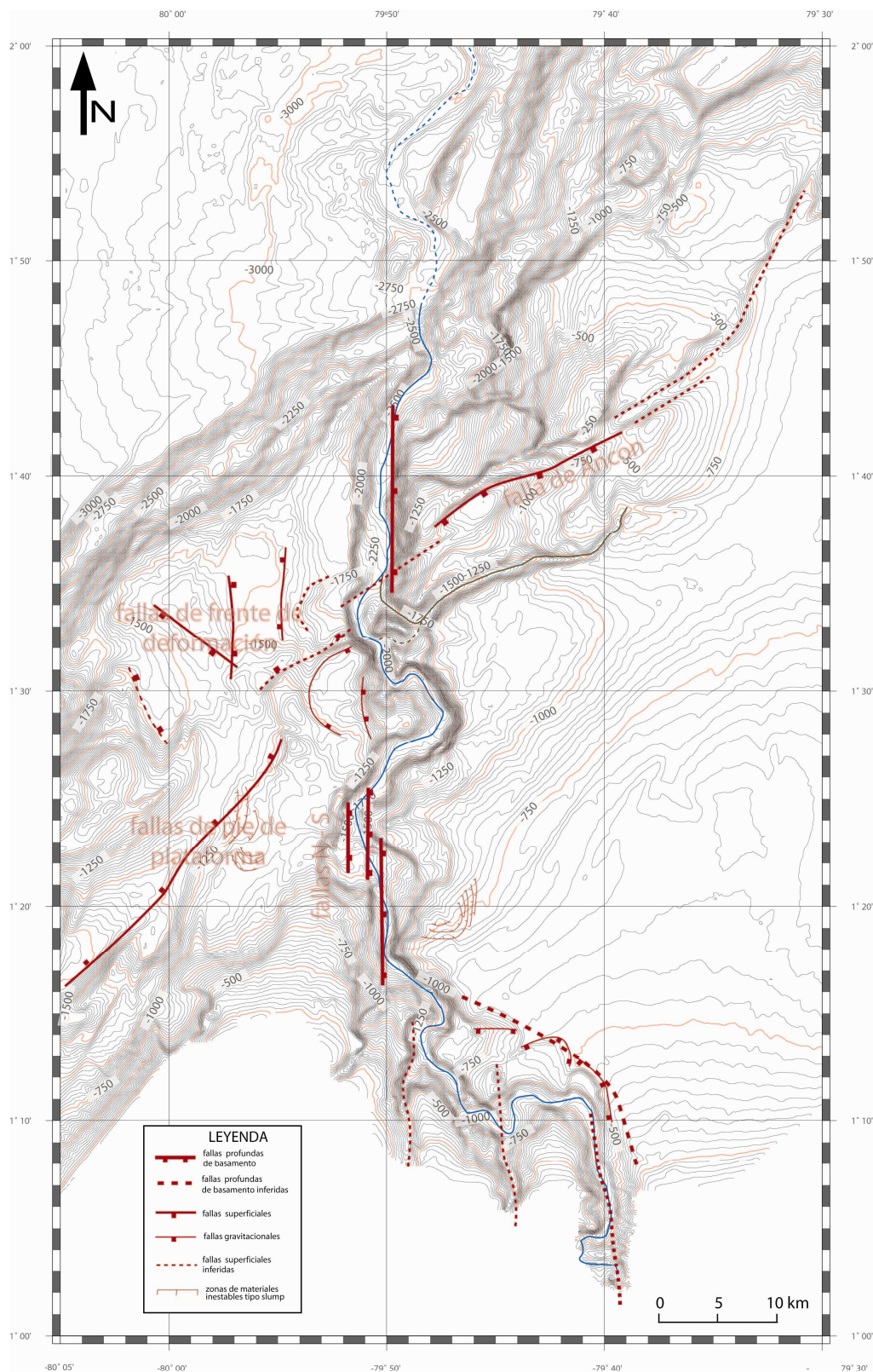


Figura 5.12: Mapa de fallas del cañón Esmeraldas a partir de los datos de batimetría, sísmica de reflexión y el análisis de registros 3.5 khz. Las líneas continuas representan fallas determinadas claramente sobre la sísmica. las líneas continuas más delgadas representan fallas listricas gravitacionales. Las líneas punteadas delgadas representan zonas de inestabilidad.

