



ESCUELA SUPERIOR POLITÉCNICA DEL LITORAL

Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

“CARACTERIZACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS Y DE LOS PRINCIPALES FACTORES QUE INTERVIENEN EN LA GENERACIÓN DE TERREMOTOS CON $MW > 7.5$ EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN ECUATORIANA”

PROYECTO DE GRADO

Previo a la obtención del Título de:

INGENIERO EN GEOLOGÍA

Presentado por:

MIGUEL ALBERTO TORRES CAMPOZANO

GUAYAQUIL-ECUADOR

2017

DEDICATORIA

A él, testigo de todo, de lo bueno, de lo malo y único dueño de la verdad.

A mis padres Manuel y María, a mis hermanos, también Manuel y María, todos ellos mi inspiración para levantarme en mis momentos de mayor flaqueza. A Cathy, por todo lo que hemos compartido en esta carrera. A todos aquellos que han sido parte de estos años y a todo aquel que le sea útil este trabajo.

Miguel Alberto Torres Campozano

AGRADECIMIENTO

A mi familia, por ser el mayor apoyo para llegar a este punto de mi formación. A mi tutor, Eddy Sanclemente, quien, con su gran paciencia, me permitió ser parte de este proyecto. A Cathy, por su apoyo y paciencia en estos meses. A todos los profesores y compañeros que me apoyaron a lo largo de esta carrera.

Miguel Alberto Torres Campozano

TRIBUNAL DEL PROYECTO

MSc. Jorge Alberto Coronel Quinteros
DIRECTOR DE MATERIA INTEGRADORA

PhD. Eddy Sanclemente Ordoñez
DIRECTOR DE PROYECTO DE INVESTIGACIÓN

MSc. Daniel Garcés León
MIEMBRO EVALUADOR

Ing. Galo Montenegro Santos
MIEMBRO EVALUADOR

DECLARACIÓN EXPRESA

“La responsabilidad del contenido de esta Tesis de Grado, me corresponde exclusivamente; y el patrimonio intelectual de la misma, a la Escuela Superior Politécnica del Litoral”

(Reglamento de Exámenes y Títulos Profesionales de la ESPOL)

Miguel Alberto Torres Campozano

RESUMEN

En Ecuador han ocurrido cinco terremotos de subducción de magnitud mayor a 7.6 desde el siglo pasado. Esto ha conllevado numerosas víctimas mortales y pérdidas materiales cuantiosas. Desde el primer evento del siglo pasado en 1906, se han realizado muchos estudios geológicos, sismológicos y geofísicos para comprender qué estructuras y factores intervienen en los terremotos de subducción de nuestro margen. En este trabajo, mediante el uso de gravimetría satelital, batimetría multihaz, datos de epicentros e hipocentros de sismos y líneas sísmicas de gran penetración interpretadas tratamos de caracterizar las estructuras y factores que intervienen en la generación de grandes terremotos. Dentro de esta caracterización se halló una relación entre regiones con anomalías gravimétricas free air positivas y el acomplamiento intersísmico. Además, se identificó una serie de lineamientos mediante el uso de derivadas y filtros sobre la gravimetría que corresponderían a tres sistemas de fallas probablemente relacionadas con los límites de zonas de ruptura de grandes terremotos. Finalmente, mediante análisis de gravimetría y de morfología submarina del talud y la fosa ecuatorianas, se determinó la posible ubicación de montes submarinos en subducción, estructuras que podrían estar relacionadas con la sismicidad.

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA	II
AGRADECIMIENTO	III
TRIBUNAL DEL PROYECTO	IV
DECLARACIÓN EXPRESA	V
RESUMEN	VI
ÍNDICE GENERAL.....	VII
ABREVIATURAS	XIII
SIMBOLOGÍA	XIV
ÍNDICE DE FIGURAS.....	XV
ÍNDICE DE TABLAS	XXV
CAPÍTULO 1.....	26
INTRODUCCIÓN	26
1.1. Introducción	27
1.2. Planteamiento del Problema.....	28
1.3. Definición del Problema.....	29

1.4. Hipótesis	30
1.5. Objetivos	30
1.5.1. General	30
1.5.2. Específicos	31
CAPÍTULO 2.....	32
MARCO TEÓRICO Y DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	32
2.1. Aspectos Teóricos Fundamentales.....	33
2.1.1. Generalidades de las Zonas de Subducción	33
2.1.2. Gravimetría	38
2.2. Ubicación Geográfica.....	43
2.3. Geología	44
2.3.1. Geología de Esmeraldas.....	45
2.3.2. Geología de Manabí.....	52
2.3.3. Arco de Talara.....	58
2.3.4. Cuencas sedimentarias de la zona de estudio:.....	61
2.3.5. Perfiles sísmicos en la zona de estudio y sus modelos de velocidad	70
2.4. Geomorfología	111
2.4.1. Generalidades de la geomorfología costera.....	111

2.4.2.	Generalidades de la batimetría en la plataforma y el talud	116
2.4.3.	Descripción general del talud continental.....	124
2.4.4.	Deslizamientos submarinos en el talud continental.....	127
2.5.	Geodinámica.....	128
2.5.1.	Descripción general de las principales fallas de la costa	128
2.5.2.	Sismicidad de la Zona Esmeraldas – Manabí:	135
2.5.3.	Sismicidad de la Zona Santa Elena – El Oro:	143
2.5.4.	Sismos Lentos.....	145
CAPÍTULO 3.....		149
MÉTODOS Y DATOS.....		149
3.1.	Datos	150
3.2.	Metodología	154
3.2.1.	Primera Etapa: Recopilación de Datos e Información Bibliográfica.....	156
3.2.2.	Segunda Etapa: Interpretación de datos	157
CAPÍTULO 4.....		173
RESULTADOS E INTERPRETACIONES		173
4.1.	Análisis de la batimetría y de deslizamientos submarinos en el área de estudio.....	174

4.2. Gravimetría.....	178
4.2.1. Mapa Gravimétrico del área de estudio.....	178
4.2.2. Mapa de Gradiente Vertical de gravedad.....	180
4.2.3. Mapa de Curvatura de la Gradiente Vertical de Gravedad.....	183
4.2.4. Mapas de derivadas direccionales de segundo orden.	185
4.2.5. Mapas de segunda derivada vertical.....	186
4.2.6. Mapas de realce 5x5.....	187
4.2.7. Mapa de anomalías de Bouguer.	189
4.2.8. Perfiles del subsuelo a partir de anomalías de Free Air y de líneas sísmicas interpretadas.....	191
CAPÍTULO 5.....	194
DISCUSIÓN.....	194
5.1. Relación entre anomalías gravimétricas y la batimetría en el margen continental ecuatoriano.....	195
5.2. Discusión sobre los perfiles modelados.....	197
5.3. Validación de los mapas gravimétricos con los mapas de basamento acústico.	198
5.4. Relación entre el acoplamiento intersísmico y las anomalías gravimétricas regionales.....	204

5.5. Relación entre las zonas de ruptura de máximo momento sísmico de grandes terremotos con las anomalías gravimétricas negativas.	205
5.6. Correlación entre la distribución del desplazamiento cosísmico y las anomalías gravimétricas locales.....	207
5.7. Relación entre las réplicas del terremoto de Pedernales de 2016 y el mapa de Anomalías Free Air.	209
5.8. Correlación de líneas sísmicas con la gravimetría realizada 5x5 y segunda derivada vertical.....	212
5.9. Posible ubicación de nuevos montes submarinos en la parte inicial de la interfase de subducción.	217
5.10. Interpretación de lineamientos en el mapa de curvatura con la batimetría, topografía y sismicidad.	220
5.10.1. Reubicación de la falla Manglares y extensión de la falla Mataje.	220
5.10.2. Falla del cañón de Esmeraldas.....	225
5.10.3. Fallas relacionadas al alineamiento Galera.	228
5.10.4. Lineamientos relacionados al sistema de fallas de Jama. ...	233
5.10.5. Lineamientos al este de Isla de la Plata.....	237
5.11. Fallas interpretadas y su relación con zonas de ruptura: Posibles barreras sísmicas.	240

5.12. Relación entre el acoplamiento intersísmico y lineamientos interpretados.....	245
CAPÍTULO 6.....	248
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	248
CONCLUSIONES	249
RECOMENDACIONES.....	253
 ANEXOS	
 BIBLIOGRAFÍA	

ABREVIATURAS

FAA	Free Air Anomaly
ISC	Interseismic Coupling
VGG	Vertical Gradient of Gravity
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
SIS	Campaña Sisteur
BGI	Buró Gravimétrico Internacional
MCS	Multichannel Seismic
IGEPN	Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional
VGG	Vertical gravity gradient

SIMBOLOGÍA

mGal	Miligal
m	Metros
Km	Kilómetros
Mw	Magnitud de momento
Smt	Seamount
D	Décollement

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1 Esquemas de los diferentes tipos de zonas de subducción.....	33
Figura 2.2 Los tipos de márgenes convergentes. Arriba el margen acrecionario. Abajo el margen erosivo	34
Figura 2.3 Modelo de estabilidad como una función de la profundidad para fallas corticales y zonas de subducción	37
Figura 2.4 Modelo de acoplamiento intersísmico sobre el margen convergente ecuatoriano	38
Figura 2.5 Gravedad medida de una esfera más densa que el medio circundante a lo largo de un perfil X-X'	39
Figura 2.6 Gradiente de la densidad de un domo y las rocas circundantes, con la anomalía medida a la derecha	40
Figura 2.7 Primeras derivadas de la anomalía de gravedad.....	41
Figura 2.8 Todos los gradientes del tensor gradiente de gravedad..	42
Figura 2.9 Ubicación de la zona de Estudio.....	44
Figura 2.10 Mapa geológico de la provincia de Esmeraldas.....	46
Figura 2.11 Mapa geológico de la provincia de Manabí.....	53
Figura 2.12 El arco de Talara.....	60
Figura 2.13 Carta geológica simplificada de la costa ecuatoriana.	62
Figura 2.14 Columna estratigráfica simplificada de la cuenca sedimentaria Progreso	64

Figura 2.15 Columna estratigráfica simplificada de la cuenca sedimentaria de Manabí.....	66
Figura 2.16 Columna estratigráfica simplificada de la cuenca sedimentaria de Manta-Jama	68
Figura 2.17 Columna Estratigráfica simplificada de la cuenca Borbón.	70
Figura 2.18 Perfiles de la campaña Sisteur (Collot et al. 2000) interpretados por diferentes autores e incluidos en este trabajo.....	71
Figura 2.19 Perfil SIS44 donde se señala un segmento de este, con la intersección con el perfil SIS24.....	73
Figura 2.20 Modelo de Velocidades del perfil SIS 44.....	73
Figura 2.21 Perfil SIS 72 arriba y su interpretación abajo.	75
Figura 2.22 Perfil SIS 18 interpretado, donde la unidad 1 es la corteza oceánica y las unidades 3 indican depósitos de turbiditas inferior (3a) y superior (3b)	77
Figura 2.23 Parte del perfil SIS 16 indicando las irregularidades topográficas de la cordillera de Carnegie, al norte de la zona de fractura de Grijalva.....	78
Figura 2.24 Ubicación e interpretación del perfil SIS05 migrado en profundidad antes del apilamiento	81
Figura 2.25 Modelo de velocidades de ondas P del perfil SIS 05, donde Sanclemente, (2014) señala que el contacto interplaca es más somero que estudios anteriores.....	82

Figura 2.26 Interpretación de la imagen migrada en profundidad antes del apilamiento del perfil SIS-68	85
Figura 2.27 Interpretación del perfil SIS-14 migrado en profundidad antes del apilamiento.....	87
Figura 2.28 Ubicación e interpretación del perfil SIS-09 migrado en profundidad antes del apilamiento.	89
Figura 2.29 Ubicación del perfil SIS07 y su interpretación sobre la imagen migrada en profundidad antes del apilamiento	92
Figura 2.30 Interpretación del perfil SIS-64 migrado en profundidad antes del apilamiento.....	93
Figura 2.31 Ubicación y modelo de velocidades del perfil SIS-64.....	94
Figura 2.32 Imagen migrada en profundidad antes del apilamiento del perfil SIS-12.....	95
Figura 2.33 Interpretación del perfil SIS-13 migrado en profundidad antes del apilamiento.....	97
Figura 2.34 Interpretación del perfil SIS66 migrado en profundidad antes del apilamiento.....	101
Figura 2.35 Perfil SIS22 migrado en profundidad antes del apilamiento con modelo de velocidades de ondas P superpuesto.....	104
Figura 2.36 Perfil SIS54 migrado en profundidad antes del apilamiento con modelo de velocidades de ondas P.	107

Figura 2.37 Perfil SIS55 migrado en profundidad antes del apilamiento con modelo de velocidades de ondas P	110
Figura 2.38 Principales dominios morfoestructurales de la cordillera costera.	112
Figura 2.39 Mapa Geológico y Estructural del margen	117
Figura 2.40 Diagrama de la batimetría con perspectiva sombreada mirando al noreste, indicando algunos rasgos morfológicos de la fosa y de la zona de fractura de Grijalva.....	118
Figura 2.41 Batimetría a intervalos de 200 m y topografía de la zona de subducción de Ecuador y el sur de Colombia (Michaud et al, 2006).	122
Figura 2.42 Escarpes lineales y semicirculares con algunos lineamientos hacia el noroeste y una loma detrás de los escarpes que indicaría los montes en subducción.....	127
Figura 2.43 Principales fallas en la costa ecuatoriana según Reyes & Michaud (2012).	128
Figura 2.44 Mapa del sector de San Lorenzo donde se muestran las principales fallas, incluida la falla Mataje	130
Figura 2.45 Mapa de la cuenca pull apart formada por el sistema de fallas de Jama	132
Figura 2.46 Mapa del noroeste de la provincia de Esmeraldas donde se indica los dos segmentos de la falla Esmeraldas.....	134

Figura 2.47 Mapa indicando la ubicación de los terremotos con magnitud mayor a 7.5 en el área de Esmeraldas y norte de Manabí.	135
Figura 2.48 Mapa con los principales terremotos producidos el siglo pasado en el sur del margen ecuatoriano.....	143
Figura 2.49 Vista de uno de los modelos de sismo lento propuesto por Vallée et al., (2013).....	147
Figura 3.1 Esquema de la metodología utilizada para la realización de este trabajo.....	155
Figura 3.2 Comparación entre diferentes sets de datos de altimetría utilizados por Sandwell et al., (2013) para construir su modelo gravimétrico en versiones anteriores y recientes.....	159
Figura 3.3 Entorno de trabajo de Oasis Montaj, donde se aprecian los datos gravimétricos Free Air cargados y el shapefile indicando las líneas sísmicas de la campaña Sisteur y línea de costa	160
Figura 3.4 Entorno de trabajo en GM-SYS para la elaboración de perfiles..	161
Figura 3.5 Entorno de trabajo en ArcGIS donde se aprecia el proceso de identificación de escarpes.....	169
Figura 3.6 ArcMap 10.5 con los sismos de diferentes catálogos cargados..	172
Figura 4.1 Mapa batimétrico-topográfico del área de estudio con la interpretación morfológica del talud basada en trabajos previos.	175

Figura 4.2 Interpretación morfológica de escarpes en la parte norte del talud inferior, basada la de otros autores.....	177
Figura 4.3 Mapa de anomalías Free Air de Sandwell et al., 2013. El área de borde negro corresponde a la zona de estudio.....	179
Figura 4.4 Mapa de gradiente vertical de anomalías Free Air de Sandwell et al. (2013).....	181
Figura 4.5 Mapa de curvatura del Gradiente Vertical de Anomalías Free Air de Sandwell et al. (2013).	183
Figura 4.6 Mapa de curvatura del Gradiente Vertical de anomalías Free Air interpretado con lineamientos de posibles fallas o estructuras.	184
Figura 4.7 Mapa de segunda derivada hacia el noroeste de anomalías Free Air donde varios lineamientos han sido interpretados.....	186
Figura 4.8 Mapa de Segunda derivada vertical de anomalías Free Air. Se indican los lineamientos identificados en el mapa de curvatura.....	187
Figura 4.9 Mapa de realzado de anomalías Free Air construido con la función convolución-Realce 5x5.....	188
Figura 4.10 Mapa de anomalías de Bouguer WGM2012.....	190
Figura 4.11 Modelamiento del perfil SIS05 de acuerdo a la interpretación sísmica de Sanclemente (2014).....	192
Figura 4.12 Modelamiento del perfil SIS12, considerando la interpretación de Sage (2006).	193
Figura 5.1 Relación entre la batimetría y las anomalías Free Air.....	196

Figura 5.2 Comparación entre el gradiente vertical de la anomalía Free Air (A) y la batimetría (B).....	197
Figura 5.3 Mapa de Anomalía Free Air (A) comparado con el elaborado por Hernández (2014) (B).	¡Error! Marcador no definido.
Figura 5.4 Comparación de los mapas de anomalías Free Air (Sandwell et al, 2013) (C) y Bouguer (BGI, 2012) (A) con los mapas de profundidad del basamento acústico (D) y de isópacos (B) del margen continental. Modificado de Hernández (2014).	203
Figura 5.5 Mapa de Anomalía Free Air donde se ha superpuesto el modelo de acoplamiento intersísmico de Chlieh et al. (2014)..	205
Figura 5.6 Mapa de Anomalía Free Air donde se ha montado las zonas de ruptura (líneas punteadas moradas) y máxima momento sísmico (líneas blancas) de los principales terremotos ocurridos en la zona. No se señala la zona de ruptura para el evento de 2016.	206
Figura 5.7 Comparación entre el mapa de anomalías gravimétricas Free Air y la distribución del desplazamiento cosísmico del terremoto de Pedernales de 2016 según Nocquet et al (2016).....	209
Figura 5.8 Anomalías gravimétricas Free Air con los epicentros de las réplicas del terremoto de Pedernales de 2016 superpuestos en la parte norte.	210
Figura 5.9 Anomalías gravimétricas Free Air con los epicentros de las réplicas del terremoto de Pedernales de 2016 superpuestos en la parte norte-centro	211

Figura 5.10 Anomalías gravimétricas Free Air con los epicentros de las réplicas del terremoto de Pedernales de 2016 superpuestos en la parte centro-sur.....	212
Figura 5.11 Comparación entre la segunda derivada vertical de gravedad y la línea sísmica SIS54 interpretada por Marcaillou et al., 2016	214
Figura 5.12 Comparación entre la segunda derivada vertical de gravedad y la línea sísmica SIS54 interpretada por Marcaillou et al., 2016	216
Figura 5.13 Comparación entre la segunda derivada vertical de gravedad y la línea sísmica SIS66 interpretada por Sanclemente (2014). Fuente: Torres, M., 2017.....	217
Figura 5.14 Los principales montes identificados con las anomalías realizadas y evidencias morfológicas como escarpes y levantamientos al norte del área de estudio.	218
Figura 5.15 Los principales montes identificados con las anomalías realizadas y evidencias morfológicas como escarpes y levantamientos al sur del área de estudio.	219
Figura 5.16 Mapa del norte del margen ecuatoriano donde se indica la proyección de la falla Manglares hacia las líneas sísmicas donde se presume fue observada.	221
Figura 5.17 Mapa de anomalías Free Air (A) y mapa de curvatura (B), en ambos se distingue la falla Mataje, mientras que la fallas Manglares se distingue bien solo en la curvatura.....	223

Figura 5.18 (A) Mapa batimétrico del sector entre Manglares y Tumaco. Se aprecia cómo la sismicidad parece ser mayor al norte de la falla Mataje. (B) se observa el alto morfológico de la falla Manglares y (C) la línea sísmica donde fue identificada.....	224
Figura 5.19 Comparación de diferentes mapas para la falla Esmeraldas ..	227
Figura 5.20 (A) Lineamientos asociados a Galera identificados en la curvatura.	229
Figura 5.21 (A) y (B) Evidencia morfológica de la actividad de las fallas de relacionadas al alineamiento Galera.....	232
Figura 5.22 (A) Lineamientos identificados asociados al sistema de fallas de Jama en la topografía.	234
Figura 5.23 (A) Comparación entre los lineamientos de Jama y la sismicidad. (B y C) se observan evidencias morfológicas de posible desplazamiento dextral	236
Figura 5.24 Mapa de la plataforma al suroeste de la península de Manta donde se observan los lineamientos identificados en la curvatura (líneas blancas continuas) y los sismos entre los años 2011 y 2013.....	238
Figura 5.25 (A) Lineamientos asociados a sismicidad en Isla de la Plata vistos en la curvatura..	239
Figura 5.26 Zonas de ruptura de los terremotos (de sur a norte) de 1942, 1958 y 1979 y su relación con los lineamientos.....	241

Figura 5.27 Mapa de desplazamiento cosísmico del terremoto de Pedernales de 2016 con las réplicas del mismo y los lineamientos identificados en la curvatura.....	244
Figura 5.28 Mapa en que se superponen los alineamientos de las familias identificadas y el acoplamiento intersísmico de Chlieh et al. (2014)	247

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla I. Resumen de datos utilizados.....	150
Tabla II. Filtros utilizados de la función Convolución.....	166

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1. Introducción

Se han realizado numerosos estudios para caracterizar diferentes partes del margen ecuatoriano y la zona de subducción asociada. Esos estudios incluyen trabajos en sismología (Font et al., 2013; Gutscher et al., 1999; entre otros), en sísmica (Collot et al., 2004; Sage et al., 2006; Sanclemente, 2014; Collot et al 2017), y en geodesia (Nocquet et al., 2014; Chlieh et al., 2014; Valleé et al., 2013). En su mayoría, estos estudios han sido motivados por la problemática que constituye el riesgo sísmico en el Ecuador.

Además de trabajos para caracterizar el margen, también ha habido numerosos trabajos con fines exploratorios para descubrir recursos naturales como yacimientos de hidrocarburos o depósitos minerales. Uno de esos trabajos es el publicado por Feininger (1977), donde hace un análisis por medio de datos gravimétricos tomados con aerogravimetría en todo el Ecuador. Allí describió diferentes estructuras en la costa ecuatoriana y delimitó geofísicamente las cuencas sedimentarias existentes y las regiones donde el basamento oceánico Piñón afloraba o se encontraba a poca profundidad.

Desde entonces no han sido muchos los estudios que incluyan gravimetría en el Ecuador. Hernández (2014) describió a grandes rasgos la plataforma continental utilizando el modelo gravimétrico de Sandwell (2004), identificando algunas anomalías negativas

asociadas a cuencas y anomalías positivas asociadas con basamento oceánico levantado para finalmente proponer un modelo de segmentación estructural del margen ecuatoriano-sur colombiano. Esto lo corroboró parcialmente con el uso de sísmica petrolera de la campaña SCAN.

Adicionalmente, se han realizado trabajos para comprender cómo ha evolucionado el margen costero (Reyes, 2013; Deniaud, 2000; Jaillard, 1995), en los que se propone cómo se fueron exhumando los diferentes bloques que hoy componen la costa ecuatoriana. Su relación con la deformación reciente ayudaría a una mejor comprensión de la segmentación tectónica propuesta por Hernández et al. (2014).

1.2. Planteamiento del Problema

Desde la época colonial se tiene registros de algunos terremotos que han golpeado al Ecuador. En el siglo pasado hubo decenas de ellos y varios fueron de gran magnitud (mayor a 7.5), ocasionando miles de víctimas mortales entre todos ellos. La parte norte de la zona de subducción ecuatoriano es donde ocurrió el gran terremoto de Esmeraldas de 1906 (Rudolph & Szirtes), y posteriormente los terremotos de 1942, el de 1958, el de 1979, y más recientemente el de

2016, siendo todos estos $M_w > 7.5$. Autores como Kelleher (1972), Kanamori et al. (1982), entre otros, han realizado varios estudios, en los que se ha propuesto que son las asperidades en el contacto interplaca las responsables de los sismos más fuertes (Dominguez, Lallemand, Malavieille, & vonHuene, 1998), por medio de la brusca liberación de energía luego de largo período de acumulación.

Pese a lo anterior hay muchos otros factores que apuntan a tener un control sobre los grandes eventos de subducción, como lo son las barreras sísmicas (Collot, y otros, 2004), o la paulatina liberación de energía por medio de eventos de deslizamiento lento (Nocquet, y otros, 2016), y a todo esto sumarle la implicación del acoplamiento intersísmico en las zonas generadoras de grandes terremotos y las zonas no generadoras (Nocquet, y otros, 2014), (Chlieh, y otros, 2014).

A pesar de que se han realizado muchos estudios en el margen en lo referente al tema, aún falta caracterización, estableciendo de forma más clara las diferencias estructurales entre las zonas generadoras de grandes sismos y las que no generan sismos de gran magnitud.

1.3. Definición del Problema

Por lo expuesto anteriormente, nuestra problemática quedó definida por las siguientes preguntas:

¿Existen diferencias estructurales entre las zonas generadoras de grandes sismos y las zonas generadoras de sismos de baja magnitud en el margen de subducción ecuatoriano?

¿Existe alguna relación estructural entre las zonas de alto acoplamiento intersísmico y las zonas de bajo acoplamiento?

1.4. Hipótesis

Existen diferentes factores estructurales y litológicos que caracterizan a las zonas de subducción donde se generan grandes sismos ($M_w > 7.5$) y zonas con sismos de bajas magnitudes, tales como: presencia de montes submarinos en subducción, fallas que actúen como barreras sísmicas, espesor del canal de subducción, tipos de roca en el margen continental, entre otros. Estos factores podrían condicionar el tamaño de la zona de ruptura, impidiendo o facilitando su extensión.

1.5. Objetivos

1.5.1. General

Caracterizar las estructuras geológicas y los principales factores que controlan la generación de terremotos con $M_w > 7.5$ en la zona de subducción ecuatoriana.

1.5.2. Específicos

- Caracterizar el margen ecuatoriano estableciendo las principales diferencias estructurales entre las diferentes zonas sismogénicas para una mejor comprensión de la geodinámica del Ecuador.
- Elaborar un mapa geomorfológico de la pendiente continental ecuatoriana utilizando la batimetría y perfiles sísmicos para la caracterización del margen de subducción ecuatoriano.
- Diseñar un mapa gravimétrico identificando las principales estructuras geológicas en torno al margen de la plataforma para un mejor entendimiento de la geodinámica continental y offshore.

CAPÍTULO 2
MARCO TEÓRICO Y DESCRIPCIÓN DE LA
ZONA DE ESTUDIO

2.1. Aspectos Teóricos Fundamentales

2.1.1. Generalidades de las Zonas de Subducción

Las zonas de subducción constituyen los límites entre placas tectónicas convergentes, donde una placa oceánica subduce debajo de una placa continental o una placa oceánica subduce bajo otra oceánica (**Figura 2.1**). Entre ambas placas existe una discontinuidad litosférica que incluye una falla interplaca llamada Mega-thrust.

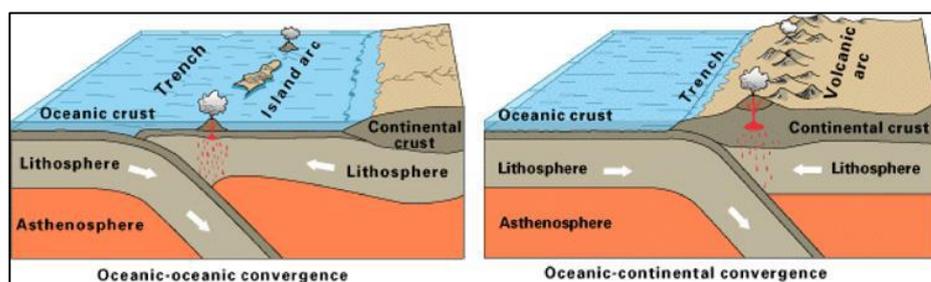


Figura 2.1 Esquemas de los diferentes tipos de zonas de subducción.

Fuente: USGS, 2014.

La subducción ocurre por la convección térmica en el manto terrestre y por las diferencias de densidad entre placas, de este modo al ser la placa oceánica ($d=3.0$ a 3.25 g/cm³) más densa que la continental (2.69 a 2.74 g/cm³) se subduce por debajo de ésta.

Los márgenes continentales convergentes pueden ser divididos en dos tipos (**Figura 2.2**): el margen acrecionario y el erosivo (von Huene *and* Scholl, 1991; Clift *and* Vanucchi, 2004).

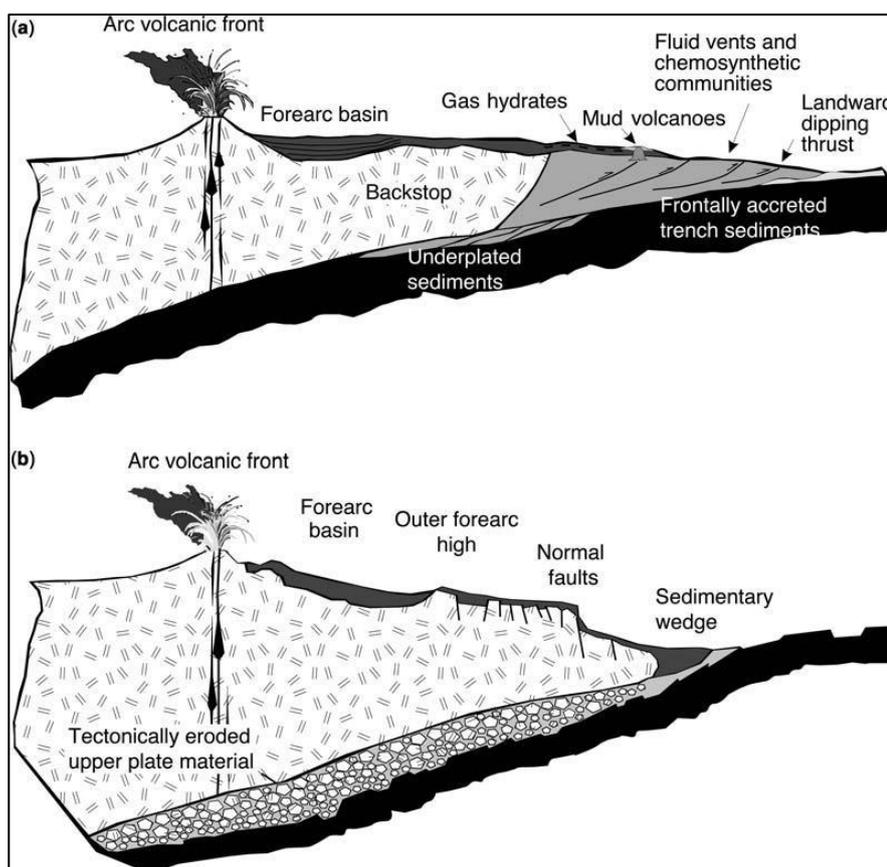


Figura 2.2 Los tipos de márgenes convergentes. Arriba el margen acrecionario. Abajo el margen erosivo.

Fuente: Clift, P., Vannucchi, P., 2004.

Los márgenes acrecionarios están caracterizados por un prisma de acreción que está compuesto por segmentos fallados de bajo ángulo y deformados con sedimentos oceánicos y de la

fosa (Clift *et al.*, 2009; Moore G. *et al.*, 2007). Se dividen en dos partes: prisma externo y prisma interno.

Los márgenes erosivos, por otra parte, son progresivamente destruidos por el proceso de subducción, resultando en la subsidencia del margen y en la migración hacia el continente de la fosa y del arco volcánico (von Huene & Scholl, 1991; Clift & Vannucchi, 2004; Wang *et al.*, 2010).

2.1.1.1. Décollement

Es conocido como la falla de desgarre basal y se desarrolla a lo largo de las capas de sedimentos, paralelo a la estratificación, o cuando capas sedimentarias se deslizan debajo de rocas más compactadas o de basamento (Sikder *and* Alam, 2003). En las zonas de subducción, esto representa el segmento somero del megathrust o de la interfase de placas, separando los sedimentos ricos en fluidos que van entrando del prisma de acreción superior.

2.1.1.2. La zona sismogénica

Es la porción de la interfase de placas donde los terremotos se originan (**Figura 2.3**), dando lugar a grandes tsunamis y a terremotos con magnitud mayor a

8 (Brace & Byerlee, 1966; Scholz, 1998). El intervalo en profundidad de esta zona se puede observar mejor por medio de las réplicas de los grandes terremotos (Moore *et al.*, 2007).

La zona sismogénica está delimitada por los límites Updip y Downtip (Tichelaar *and* Ruff, 1991). El límite hacia arriba de la zona sismogénica ha sido identificado frecuentemente por la ocurrencia de microterremotos y comparándolo con otros indicadores (Obana *et al.*, 2003). El límite Updip separa la zona asísmica de la sísmica. Por otra parte, el límite Downtip es causado por el incremento del comportamiento dúctil del material deformado debido al incremento de temperatura (Nedimovic *et al.*, 2003). Este límite es definido por el límite de las zonas de ruptura de grandes terremotos y por la extensión de sus réplicas.

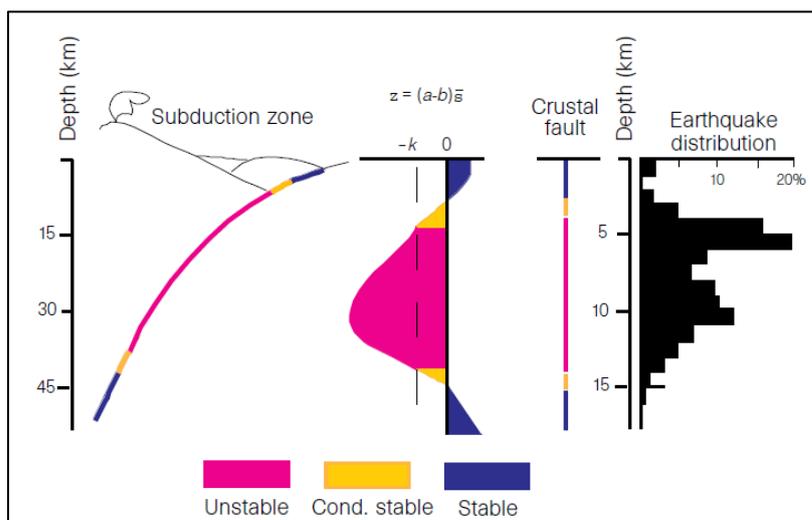


Figura 2.3 Modelo de estabilidad como una función de la profundidad para fallas corticales y zonas de subducción. De izquierda a derecha tenemos: a) la zona de subducción mostrando las regiones inestable, condicionalmente estable y estable del contacto interplaca; 2) valores negativos y positivos del factor $(a-b)$ de acuerdo con la profundidad, siendo k la constante de rigidez elástica; 3) las zonas de estabilidad e inestabilidad para fallas corticales; 4) distribución de terremotos.

Fuente: Scholz, Ch., 1998.

2.1.1.3. Acoplamiento sísmico

Introducido por Kanamori (1971) es una medida cualitativa de la interacción mecánica entre dos placas tectónicas convergentes entre dos grandes terremotos. Se refiere a la fracción de la tasa de convergencia que cuantifica cuanto desplazamiento o momento hay de déficit incrementándose en el período intersísmico y

que será liberado en el en grandes terremotos (Ruff & Kanamori, 1983) (**Figura 2.4**).

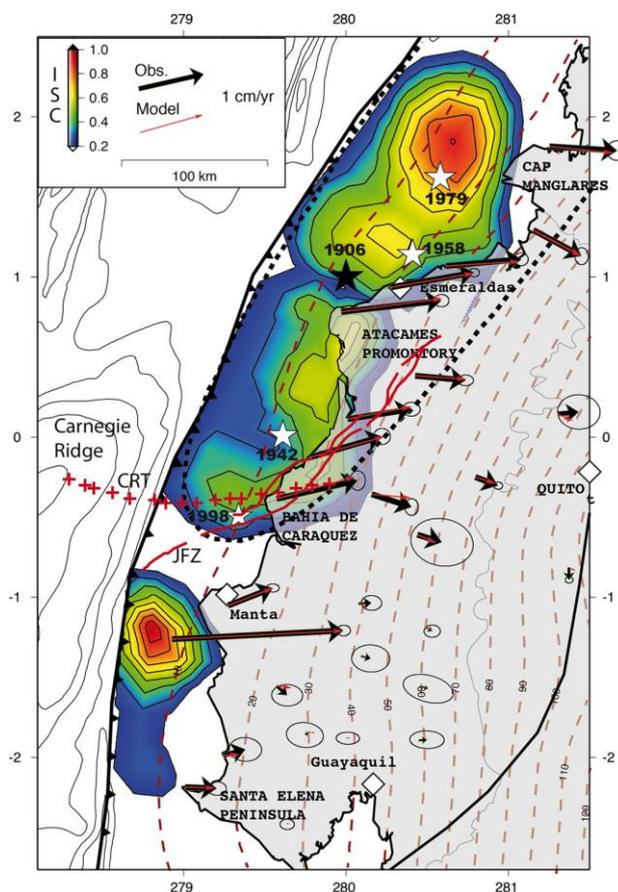


Figura 2.4 Modelo de acoplamiento intersísmico sobre el margen convergente ecuatoriano.

Fuente: Chlieh, M., 2014.

2.1.2. Gravimetría

Consiste en el estudio del subsuelo por medio de las variaciones en el campo gravitacional de la Tierra debido a las diferencias de densidad entre las rocas en el subsuelo (Kearey et al., 2002). De este modo, si un cuerpo tiene una densidad

distinta a la del medio circundante, generará una anomalía en el campo de gravedad en ese medio (**Figura 2.5**). Aunque son muchos los posibles escenarios que pueden dar lugar a las anomalías, los más comunes son por cuerpos plutónicos de alta densidad (anomalía positiva por una densidad relativamente alta) y por cuencas sedimentarias (anomalía negativa por tener densidades relativamente bajas).

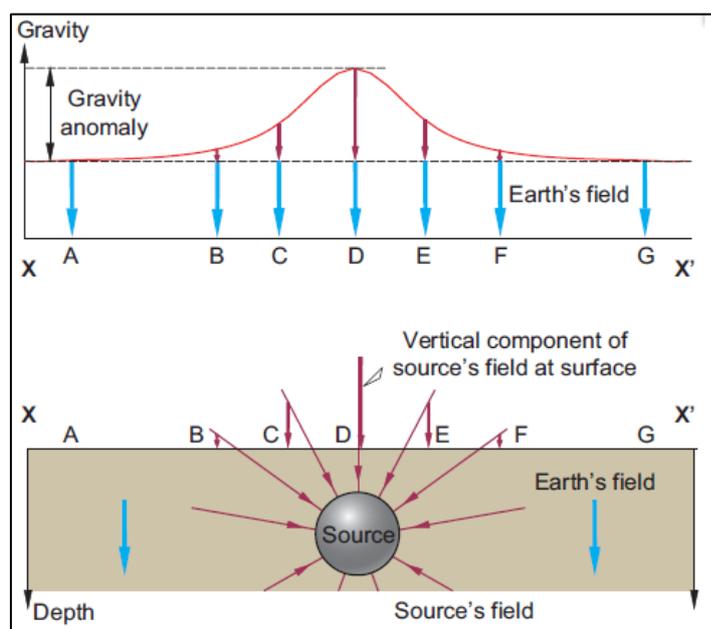


Figura 2.5 Gravedad medida de una esfera más densa que el medio circundante a lo largo de un perfil X-X'.

Fuente: Dentith, M., Mudge, S., 2014.

2.1.2.1. Gradientes en gravimetría

Los gradientes en gravimetría constituyen una herramienta muy útil para el análisis de los datos.

Esencialmente miden cómo cambia el campo gravitacional espacialmente, es decir en eje Y, en el eje X y en el eje Z.

Al calcular las derivadas de la anomalía producida por un domo salino cuya densidad disminuye poco con la profundidad y se encuentra en medio de rocas sedimentarias estratificadas cuyas densidades aumentan con la profundidad (**Figura 2.6**), se podrá notar cómo los gradientes de la gravedad evidencian la interacción de estas propiedades.

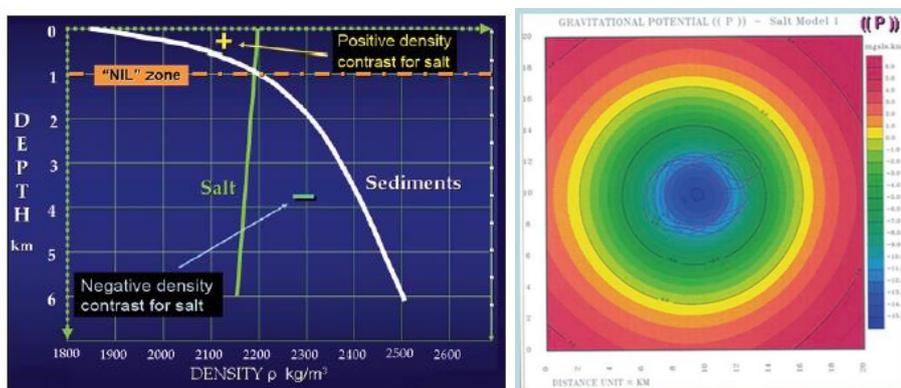


Figura 2.6 Gradiente de la densidad de un domo y las rocas circundantes, con la anomalía medida a la derecha. La anomalía es negativa es por la baja densidad del domo respecto al medio.

Fuente: Saad, A., 2006.

En primera instancia, estos gradientes se obtienen mediante las primeras derivadas en los ejes x , y , z . Tanto para el eje x como para el eje y , en la derivada se observa una transformación de fase que hace que donde antes había un pico en la anomalía ahora haya un punto donde el gradiente es cero, dejando una parte negativa antes del domo y una parte positiva después (**Figura 2.7**) (Saad, 2006). Por otra parte, la derivada en z no produce una transformación de fase, por lo que es más apropiada para la identificación de cuerpos de este tipo, puesto que los resalta (Saad, 2006) (**Figura 2.7**).

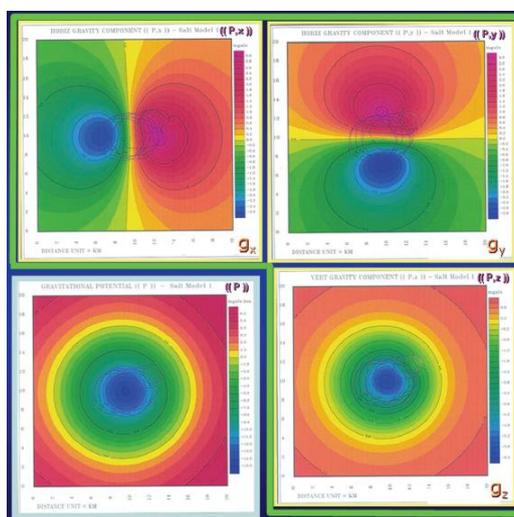


Figura 2.7 Primeras derivadas de la anomalía de gravedad. En la esquina inferior izquierda está la anomalía original producida por el domo.

Fuente: Saad, A., 2006.

Adicionalmente, es posible realizar una derivada horizontal, combinando las derivadas en el eje x y en el eje y, sin embargo, sigue existiendo una transformación de fase.

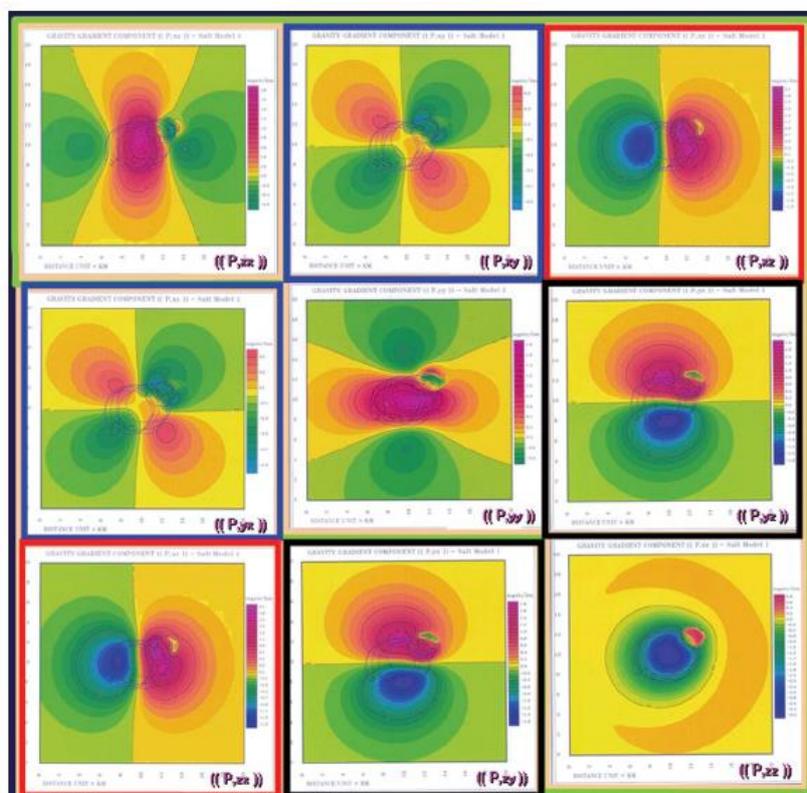


Figura 2.8 Todos los gradientes del tensor gradiente de gravedad. **Fuente:** Saad, A., 2006.

Además de los gradientes con la primera derivada, también se puede usar las segundas derivadas, con las cuales se puede distinguir de mejor manera anomalías

de una longitud de onda más corta. En este caso es posible hacer varias combinaciones, tantas como hay en el tensor gradiente de gravedad. En tal caso los resultados son variados, en algunas combinaciones hay transformación de fase y en otros no (**Figura 2.8**). Uno de los más útiles es la segunda derivada vertical, sin embargo, algunas derivadas en x e y pueden ser útiles para la identificación de estructuras como fallas, donde ocurren puntos de inflexión en la gravedad. Una combinación de las segundas derivadas en x e y es la curvatura, que constituye la segunda derivada horizontal.

2.2. Ubicación Geográfica

El área de estudio comprende la zona de subducción ecuatoriana, desde el norte de la península de Santa Elena hasta el norte de la provincia de Esmeraldas, en San Lorenzo, (**Figura 2.9**). Se la definió así por ser la zona donde han ocurrido los terremotos de subducción de mayor magnitud durante el último siglo en el margen ecuatoriano.

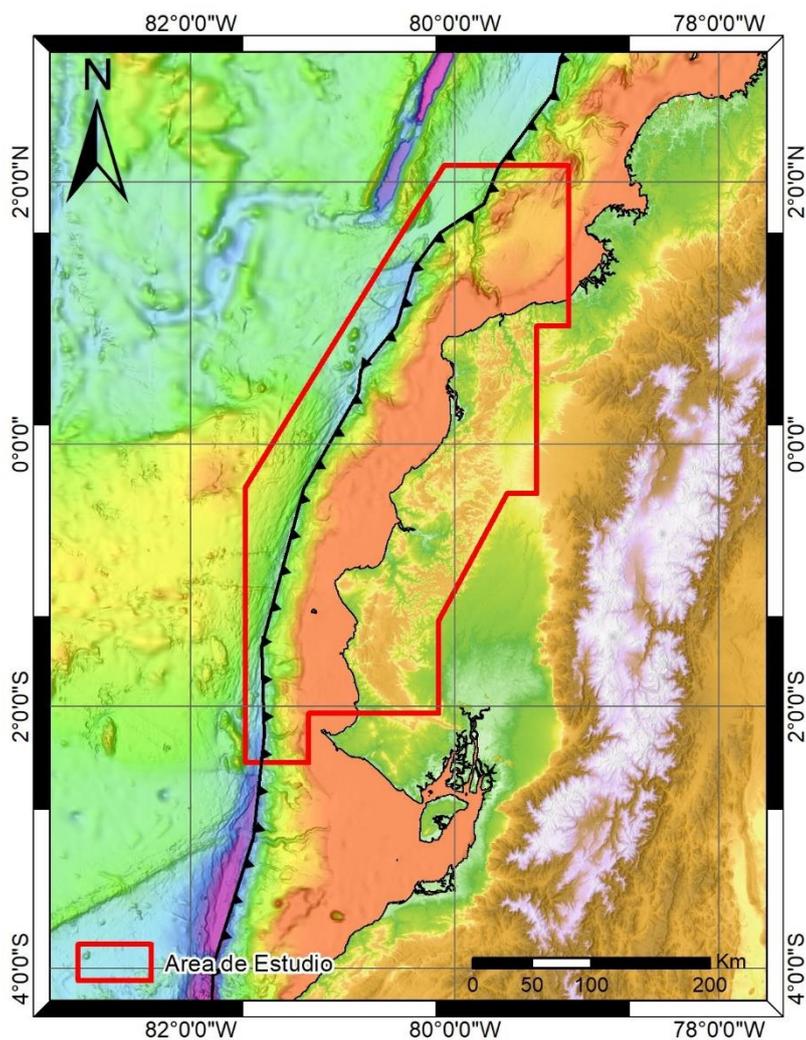


Figura 2.9 Ubicación de la zona de Estudio. La batimetría es una compilación IRD/NOAA, mientras que la topografía es de SRTM (NASA/JPL).

Fuente: Torres, M., 2017.

2.3. Geología

Al ser inherentes al área de estudio las geologías de Esmeraldas y Manabí, se las describen brevemente a continuación:

2.3.1. Geología de Esmeraldas

En la provincia de Esmeraldas afloran formaciones que van desde un basamento ígneo cretácico, seguido de formaciones sedimentarias terciarias y cuaternarias (

Figura 2.10).

El basamento corresponde a la formación Piñón (**Figura 2.10**), donde en la región corresponde a aglomerados volcánicos duros y grises y tobas con matriz clorítica (esto de acuerdo con el pozo Camarones-1) (Savoyat, y otros, 1970), aunque también se presenta como rocas brechadas con fragmentos oscuros, como los que afloran en el río Verde, cerca de Businga, al noreste de la ciudad de Esmeraldas. Las formaciones que subrayasen a este basamento son las siguientes, y corresponden al relleno de la cuenca Borbón (Savoyat, y otros, 1970):

Formación Santiago y Ostiones (Eoceno): Afloran al sureste de Esmeraldas (**Figura 2.10**), localmente discordantes al basamento cretácico, son calcáreas y se les considera lateralmente equivalentes (Bristow & Hoffstetter, 1977).

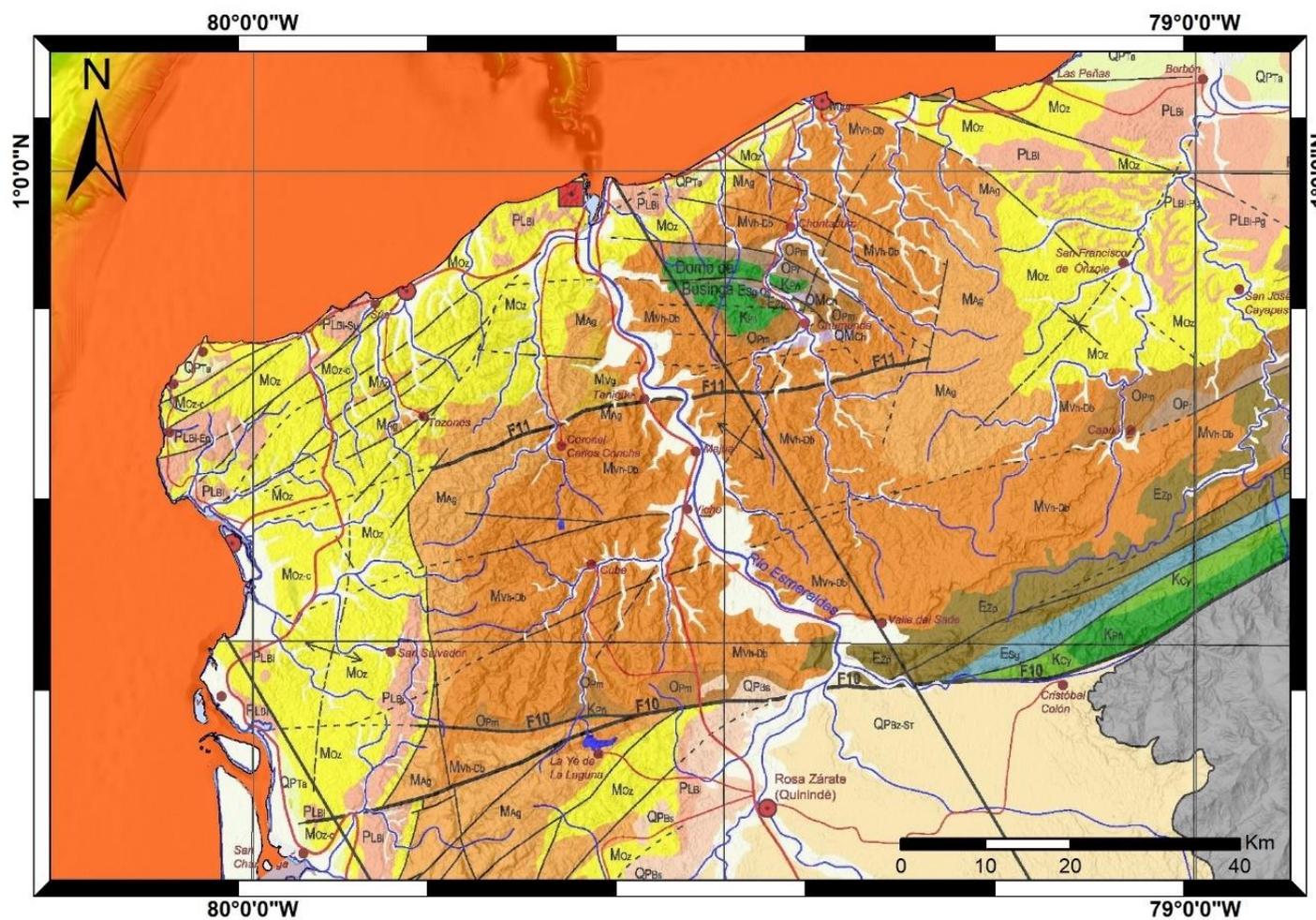


Figura 2.10 Mapa geológico de la provincia de Esmeraldas. Para referencia de las unidades ver **Figura 2.17.**

Fuente: Modificado de Reyes & Michaud, 2012.

Formación Zapallo (Eoceno Medio-Superior) (Figura 2.10):

Consiste en lodolitas bien estratificadas con fajas delgadas de arenisca, además de capas tufíticas blanquecinas. Son comunes con lentes, diques y algunas capas de chert gris oscuro de hasta 25 cm de espesor y 10 m de largo que a menudo se encuentran fracturados y atravesados por vetas de cuarzo. Su espesor varía de 700 m a 400 m (Savoyat, y otros, 1970).

Formación Pambill (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior)

(Figura 2.10): Consiste en arenas finas lajas y lodolitas. Las arenas son moteadas y varían en espesor, mientras que las lodolitas son de color habano-gris, con frecuentes redes de vetas de cuarzo. Se calcula que su espesor es de 2000 m, comparado con los 1600 m medidos en Río Verde (Savoyat y otros 1970). Aflora al este del sistema de fallas de Jama y al norte de la falla Canandé, en especial alrededor del domo de Businga (Reyes and Michaud 2012). Sobre esta formación se encuentra de forma discordante al norte de la cordillera costera, a la formación Chumundé, constituida por rocas pelíticas silíceas diatomáceas, con 500 a 700 m de espesor (Stalnforth, 1948).

Formación Viche (Mioceno Inferior-Medio) (Figura 2.10):

Consiste en una secuencia de lodolitas que descansan concordantemente sobre la formación Pambil. A diferencia de Pambil, sus lodolitas son más uniformes y hay ausencia de areniscas lajosas. Las lodolitas poseen bandas limosas más duras o calcáreas, marcando la estratificación. En general, la roca presenta una coloración verde oscura y la formación en sí, tendría unos 1000 m de potencia, según lo medido en Río Verde (Savoyat y otros 1970). En el pozo Camarones 1 la formación Viche y la parte inferior de la formación suprayacente Onzole tienen un espesor combinado de 330 m.

Formación Angostura (Mioceno Medio-Superior) (Figura

2.10): Consiste en areniscas de color amarillo-rojizo, con frecuente presencia de estratificación cruzada y conglomerado guijarroso cerca de la base. La formación pasa a ser más uniforme y más fina hacia el oeste, donde se intercala con lodolitas. Éstas últimas pasan transicionalmente dentro de la formación suprayacente Onzole en el área de Río Calope, aunque hacia el Estero Tablazo la unión es más abrupta. El espesor se estima en unos 250 m (según hoja esmeraldas),

pero sería de hasta 500 m según Reyes y Michaud (2012). Al norte de la falla Canandé la formación está conformada por secuencias alternantes de areniscas y conglomerados (Cantalamessa, DiCelma, & Ragaini, 2007).

Formación Onzole (Mioceno Superior-Plioceno Inferior)

(Figura 2.10): Consiste principalmente de lodolitas limosas, intercaladas con tobas volcánicas blancas, listones de arenisca y localmente, en torno a Esmeraldas, con coquinas. Bristow (1976) dividió a esta formación en tres miembros: Onzole Inferior, Onzole Superior y Miembro Súa. Onzole Superior consiste en lodolitas bien estratificadas de color verde oscuro a gris con listones de arenisca fina. En el área del río Esmeraldas tendría una potencia de 300 m (Savoyat y otros, 1970), aunque podría alcanzar unos 800 m hacia el sureste de Esmeraldas (hoja esmeraldas) y tendría una edad del Mioceno Superior, según Whittaker (1976) y Savoyat y otros (1970). Por otro lado, Onzole Inferior posee lodolitas menos estratificadas de color verde oscuro a gris. Suelen presentarse lentes de arenisca fina a media y algunas capas de arenisca café rojizo de hasta 1 m de espesor. Se estima que tiene un espesor total de más de 1100 m y su edad sería del Plioceno Inferior. Finalmente, el

miembro Súa presenta areniscas de color anaranjado a amarillo-gris, de grano fino a medio, masivo a bien estratificado, con fajas de arenisca guijarrosa y numerosas concreciones calcáreas redondas y estratificación cruzada. Según Whittaker (1976), sería del Plioceno Inferior.

Formación Borbón (Plioceno) (Figura 2.10): Consiste en secuencias de areniscas masivas gruesas. Está constituida por tres miembros: clástico inferior, volcano-clástico medio y volcánico superior. Los tres miembros se encuentran concordantes en una meseta estratificada plana en la cuenca de Manabí, con un espesor de 600 m. El miembro clástico inferior de la formación Borbón está constituido por areniscas masivas con niveles lenticulares de conglomerado, el cual sobreyace transicionalmente y en concordancia a la formación Onzole (Reyes & Michaud, 2012). En el área de Esmeraldas (Figura 2.10) este miembro es estratigráficamente correlacionable con la formación Playa Grande del plioceno y los miembros Estero Plátano y Súa de Evans y Whittaker (1982), que sobreyacen a la formación Onzole. Por encima de este miembro se encuentra el volcano-clástico, formado por niveles de arenisca y conglomerado con algunas partes retrabajadas

de origen volcánico e intercalados localmente por niveles tobáceos. Al oeste de Quinindé (**Figura 2.10**) y en los alrededores de Jama, el miembro se encuentra discordante con el miembro inferior, siendo en este último punto correlacionable con la formación Jama, miembro Punta Ballena del plioceno, de Cantalamessa et al. (2005). Al noreste de Esmeraldas este miembro también puede ser correlacionable con la formación Cachabí del plioceno (Reyes and Michaud, 2012). El último miembro, el volcánico superior, se depositó durante el pleistoceno, formando niveles de brechas y tobas volcánicas retrabajadas localmente, intercaladas por areniscas ricas en volcánicos. Este miembro yace discordantemente a los miembros inferior y medio (Reyes & Michaud, 2012). En torno a Jama, este miembro es correlacionable con el miembro volcánico El Matal de la formación Jama (Cantalamessa, Di Celma, & Ragaini, 2005).

Formación Tablazo (Pleistoceno): Consiste en arenas deleznales horizontalmente estratificadas, de grano medio a fino y de color caqui a gris con algunas bifurcaciones de grava hacia el tope. Se presentan conchas completas y fragmentos en todas las arenas y en sitios concentrados dentro de lentes. La

formación aflora principalmente al sur de Punta Galera (Evans & Cevallos, 1976) (Figura 2.10).

Depósitos aluviales y terrazas (Cuaternario): Consisten en residuos de superficies de terraza en torno al valle del río Esmeraldas (Figura 2.10) . El más alto de estos niveles residuales está por encima de los 20 m, sobre el río Esmeraldas, con hasta 5 m de gravas guijarrosas y arenas con estratificación cruzada gris a café rojizo. El nivel principal de la terraza se encuentra a unos 7 m por encima del nivel del río y cubre áreas en torno a la confluencia de ríos tributarios del Esmeraldas y valles al oeste. Las terrazas están constituidas por arenas grises, medias a finas, con lentes variables de grava. La terraza más inferior sigue la mayor parte del curso del río Esmeraldas y queda mayormente expuesta en la estación seca (Evans & Cevallos, 1976).

2.3.2. Geología de Manabí

En la provincia de Manabí afloran formaciones cretácicas de origen volcánico y volcano-sedimentario sobre las cuales yacen formaciones sedimentarias terciarias y cuaternarias (**Figura 2.11**). A continuación, se describen las principales formaciones que cubren la provincia:

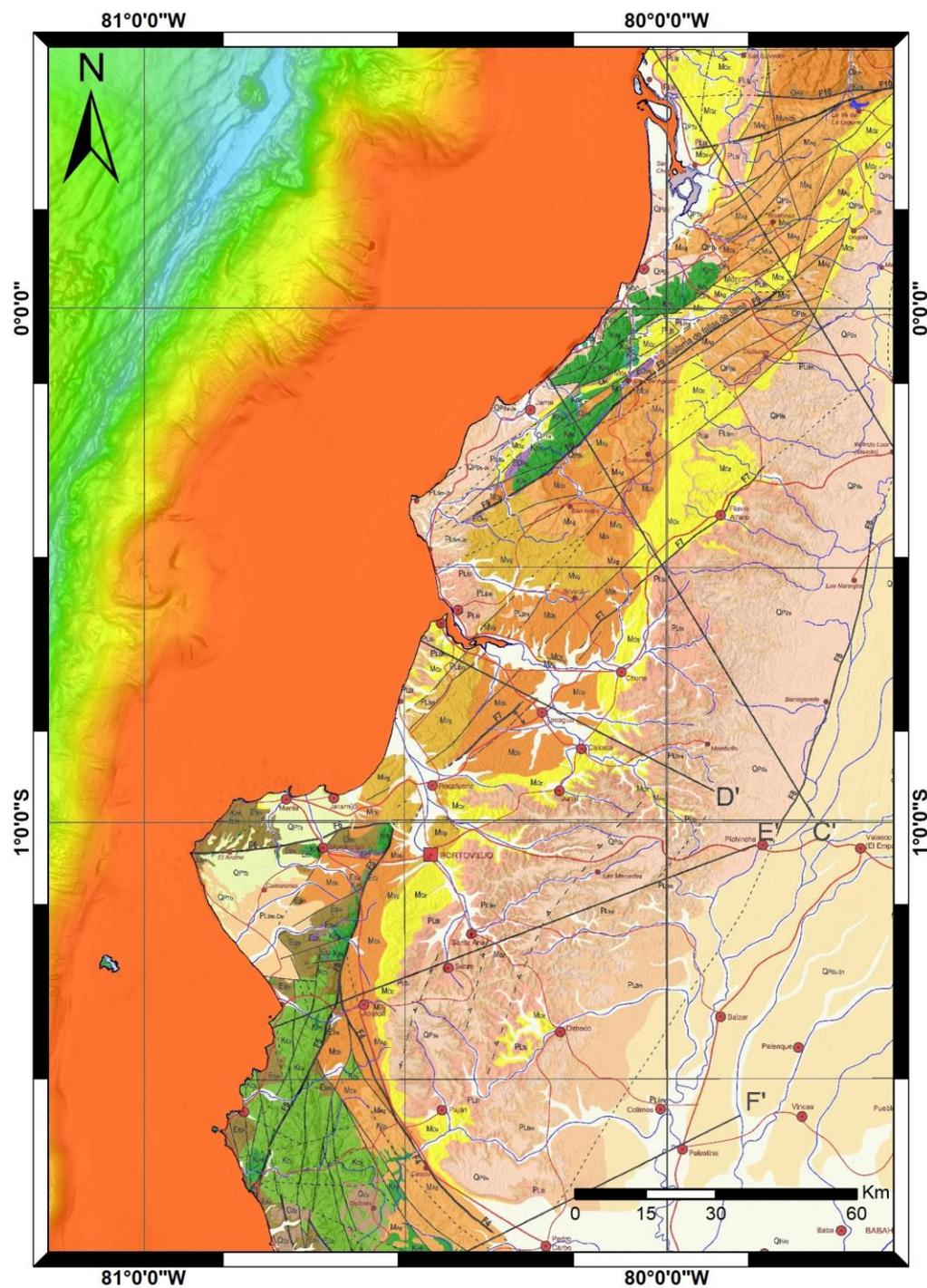


Figura 2.11 Mapa geológico de la provincia de Manabí modificado de Reyes & Michaud (2012). Para referencia de las unidades ver Figura 2.15.

Fuente: Torres, M., 2017.

Formación Piñón (Cretácico): Constituye el basamento de esta región y de toda la cordillera costera. Sus rocas corresponden a basaltos cuya afinidad geoquímica se asocia a un Plateau (N-MORB), según Reynaud et al., (1999) y su edad corresponde a cretácico superior (89 Ma) (Luzieux et al., 2006). Dentro de su litología hay gabros, basaltos, volcanosedimentos y pillow lavas. Aflora a lo largo de la cordillera Chongón Colonche de forma masiva; al occidente de la falla Jipijapa en la cordillera costera; en la misma cordillera, al interior del sistema de fallas de Jama; y en ciertas zonas en torno a la falla Canandé al norte de la cordillera (Reyes & Michaud, 2012).

Formación Calentura + Miembro San Lorenzo (Cretácico superior): En la cordillera Chongón Colonche, la formación Piñón se encuentra sobreyacida por la formación Calentura. En esta región descansa el miembro inferior de la formación, el miembro Orquídeas. Hacia la cordillera costera, en la península de Manta y el sistema de fallas de Jama aflora el miembro San Lorenzo, que constituye el miembro superior de la formación. Litológicamente este miembro presenta cherts, tobas y calizas silíceas rojas (Reyes & Michaud, 2012).

Formación Cayo (Cretácico superior): Definida por Olsson (1942), es una secuencia de turbiditas masivas cíclicas intercaladas con flujos de lava de composición basáltica, con una potencia de hasta 3 km (Reyes & Michaud, 2012). En el área de Manabí aflora al oeste de la falla Jipijapa y en la parte central norte del sistema de fallas de Jama (Reyes & Michaud, 2012).

Formación San Eduardo (Eoceno): Es una secuencia discordante de rocas calcáreas que en el área de Manabí afloran aflora al oeste de la falla Jipijapa (Reyes & Michaud, 2012).

Formación Cerro (Eoceno): Secuencia de 800 m de tobas, lutitas y volcano-sedimentos que aflora al oeste de la falla Jipijapa (Reyes & Michaud, 2012).

Formación San Mateo (Eoceno): Secuencia de areniscas y conglomerados que afloran al este de la península de Manta, con una potencia entre 400 y 700 m.

Formación Punta Blanca (Eoceno-Oligoceno): Serie de rocas silíceas diatomáceas pelíticas de origen marino de hasta 1000 m de potencia (Bristow & Hoffstetter, 1977). Aflora localmente en el sistema de fallas de Jama de forma discordante a formaciones más antiguas (Reyes & Michaud, 2012).

Formación Playa Rica (Oligoceno): Es una formación compuesta de rocas volcanoclásticas como capas de areniscas grises y verdosas intercaladas con limolitas y lutitas laminadas de hasta 800 m de espesor (Olsson, 1942). Se exponen aisladamente a lo largo del sistema de fallas de Jama, donde se encuentran discordantes sobre la formación Punta Blanca. En los alrededores del domo de Businga se encuentra sobre la formación Piñón (Reyes & Michaud, 2012).

Formación Pambill (Oligoceno): De forma concordante a la formación Playa Rica se encuentra la formación Pambill, que incluye limolitas en capas métricas intercaladas con listones de areniscas tobáceas blancas, alcanzando un espesor de unos 750 m. Aflora localmente al este del sistema de fallas de Jama

y al norte de la falla Canandé, en los alrededores del domo de Businga (Reyes & Michaud, 2012).

Formación Dos Bocas (Mioceno): Corresponde a una formación clástica pelítica que incluye lutitas y lodolitas de color chocolate localmente cortadas por diques sedimentarios de areniscas finas y por algunas vetillas de yeso. Aflora al este de las fallas de Jipijapa y Jama (Reyes & Michaud, 2012).

Formación Villingota (Mioceno): Sobreyace localmente a la formación Dos Bocas y está compuesta por lutitas diatomáceas grises azuladas muy laminadas intercaladas con listones de areniscas y concreciones calcáreas. Su principal afloramiento se encuentra al norte de la península de Manta, alcanzando espesores entre 300 y 600 m (Reyes & Michaud, 2012).

Formación Agostura (Mioceno): Es una secuencia clástica de grano grueso discordante a las formaciones Dos Bocas y Villingota. Al este de la falla Jama consiste en una secuencia de flysch constituido por un apilamiento vertical de estratos turbidíticos, cíclicos, monótonos y granodecrecientes de hasta un metro de potencia. Hacia el sur, sobre el flanco norte de la

cordillera Chongón Colonche y al este de la falla Jipijapa, la facies consiste en areniscas masivas intercaladas con conglomerados ricos en clastos de origen continental. En general tiene un espesor entre 100 y 500 m (Reyes & Michaud, 2012).

Sobre esta formación sobreyace transicionalmente la formación Onzole descrita anteriormente, seguida por la formación Borbón y finalmente se desarrolla la formación Balzar-San Tadeo.

Formación Balzar-San Tadeo (Pleistoceno): Constituida por hasta 80 m de series de lodolitas masivas color café amarillento y poco consolidadas, se desarrolla al este de la falla Pichincha y cubre los abanicos aluviales de Santo Domingo y Pedro Vicente Maldonado, cuyas facies más distales van hacia la cuenca del río Guayas como terrazas estratificadas (Reyes & Michaud, 2012).

2.3.3. Arco de Talara

Es un arco de 1000 km de largo limitado por una zona de subducción cóncava al oeste y por la base de los Andes al este, incluyendo la plataforma continental y el margen costero (Pedoja et al., 2006). Según estos mismos autores, parte central

del arco está bordeado del lado andino por la deflexión de Huancabamba. Pedoja et al. (2006) también notaron que la dirección cambiante del lado del Pacífico del borde de la placa sudamericana está acompañada por variaciones significativas en el ancho del margen costero y la cordillera andina. Al sur del arco la cordillera de los Andes es ancha y alta, mientras que el margen costero es angosto o casi ausente (**Figura 2.12**). En el arco, la cordillera de los Andes es baja y angosta, terminando en varios ramales de baja altura en Colombia, mientras que el margen costero es ancho (Pedoja et al., 2006).

En el arco de Talara, especialmente en la parte peruana, el paisaje está caracterizado por terrazas marinas ampliamente desarrolladas, compuestas y de pendiente suave denominadas Tablazos (Bosworth, 1922; DeVries, 1984, 1988). Pedoja et al., (2006) sintetizó dos principales hipótesis para la formación de estas terrazas, según diversos autores: la primera indica que estas superficies han sido suavizadas por erosión eólica y deposición, y la segunda que se formaron por la combinación y reocupación de plataformas durante high stands sucesivos, formando terrazas marinas compuestas, sin ángulos marcados

de línea de costa, según las condiciones analizadas por Kelsey & Blockheim (1994), y Trenhaile (2001, 2002).

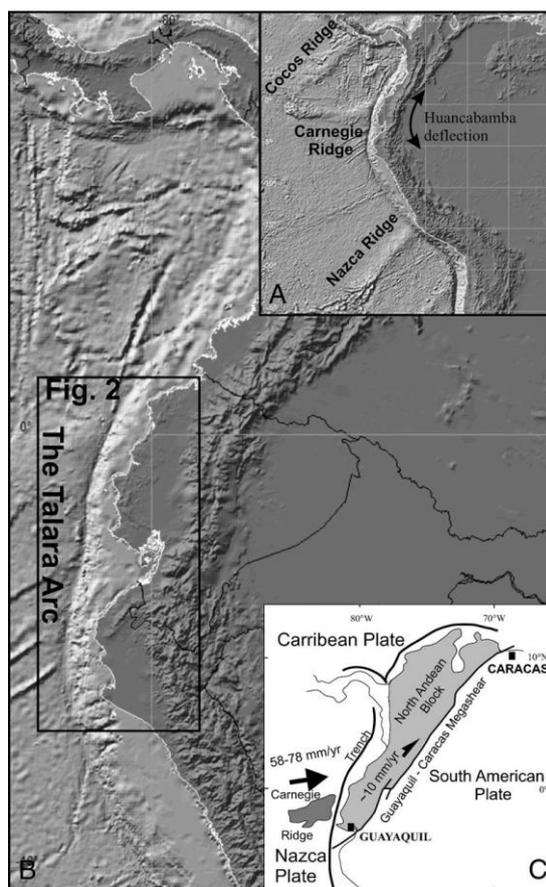


Figura 2.12 El arco de Talara. (A) Localización en Sudamérica. (B) Modelo digital de elevación del área. (C) Esquema estructural mostrando la interacción entre las placas.

Fuente: Pedoja, K., 2006.

2.3.4. Cuencas sedimentarias de la zona de estudio:

En torno al arco de Talara se han rellenado varias cuencas sedimentarias desde el Neógeno (Reyes, 2013). En el litoral ecuatoriano se presentan las cuencas de Progreso al sur, la cuenca de Manabí en el centro, la cuenca de Manta-Jama al oeste, y la cuenca sedimentaria de Borbón al oeste de Esmeraldas.

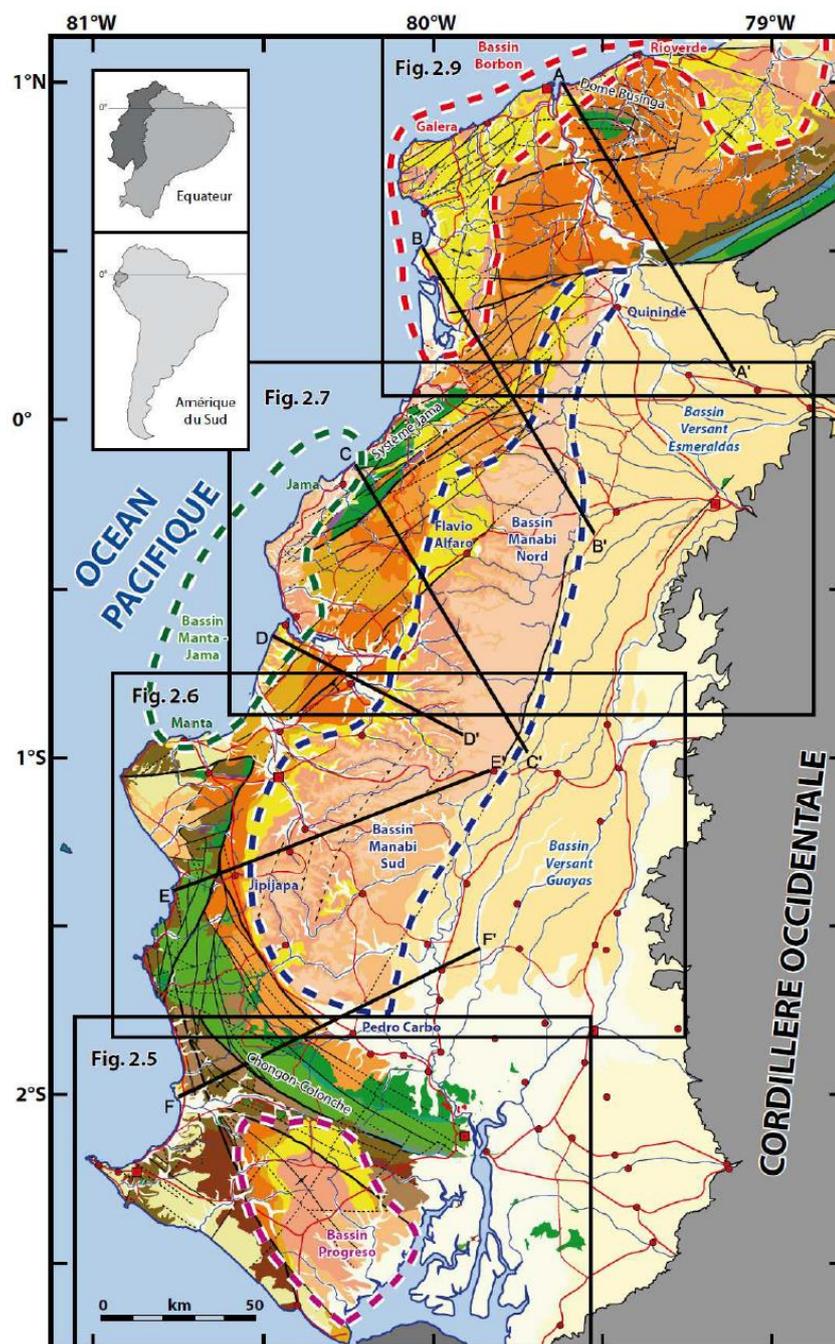


Figura 2.13 Carta geológica simplificada de la costa ecuatoriana (Modificada de Reyes & Michaud, 2012).

Se indica de forma aproximada el límite de las principales cuencas sedimentarias.

Fuente: Reyes, P., 2013.

Cuenca Progreso: Esta cuenca está situada al sur de la costa ecuatoriana, en la península de Santa Elena (**Figura 2.13**). Presenta una forma triangular y se encuentra limitada al norte por la falla La Cruz y por la falla Carrizal al sur. Su basamento es cretácico y corresponde a la formación Piñón (**Figura 2.14**), que se encuentra a su vez cubierta por las formaciones volcano-sedimentarias de Calentura, Cayo y la formación pelítica de Guayaquil. Dentro del Paleoceno destaca el grupo Azúcar, mientras que en el Eoceno ocurre la formación calcárea San Eduardo (Reyes, 2013). Esta última está cubierta por el grupo Ancón e inmediatamente por las rocas del miembro Zapotal. La secuencia del mioceno está constituida por las formaciones Dos Bocas y Villingota, que a su vez están cubiertas por las formaciones Subibaja, Progreso y Puná (Reyes, 2013).

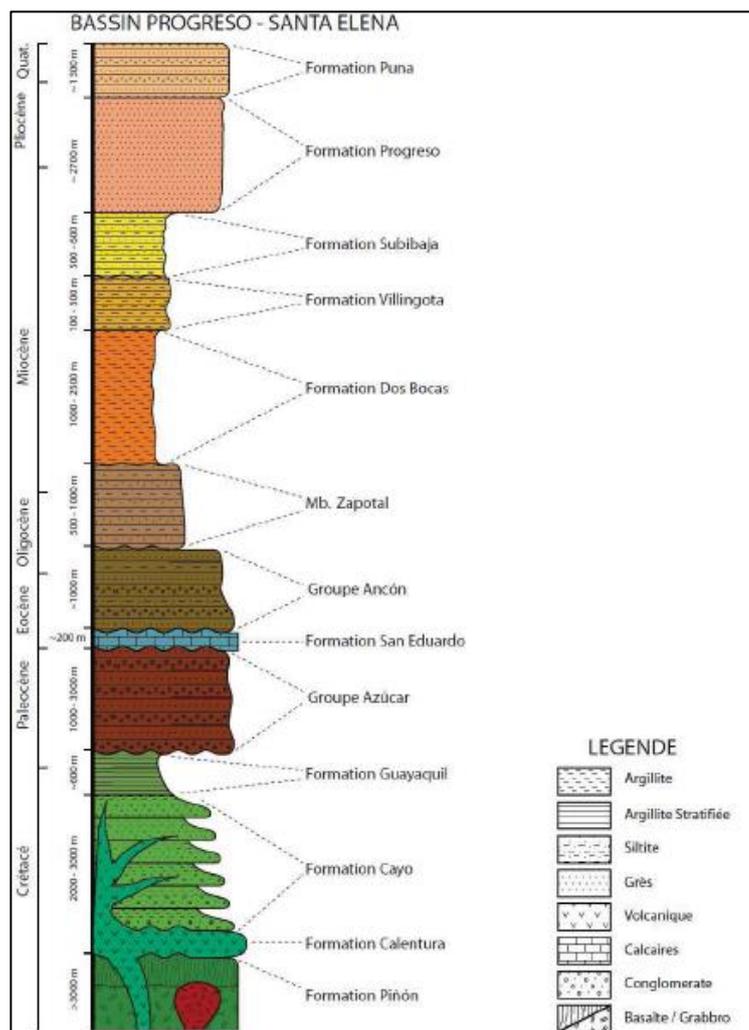


Figura 2.14 Columna estratigráfica simplificada de la cuenca sedimentaria Progreso.

Fuente: Reyes, P., 2013.

Cuenca de Manabí: Está situada en el flanco este de la cordillera costera, estando su límite meridional al norte de Pedro Carbo y su límite septentrional al sur de Quinindé (**Figura 2.13**), teniendo así una forma elongada NNE-SSW (Reyes, 2013). Las fallas que la limitan superficialmente son la falla Cascol, Jipijapa

y Flavio Alfaro, y parte de la falla Pichincha. Estratigráficamente varía de norte a sur, donde algunas formaciones desaparecen y otras reducen su espesor. El basamento de la cuenca lo constituyen rocas de la formación Piñón y Cayo (**Figura 2.15**). La secuencia del eoceno está representada por rocas clásticas de la formación San Mateo que afloran al sur, mientras que la formación silícea de Punta Blanca del oligoceno aflora solo al norte, al igual que la formación Pambil del oligoceno-mioceno (Reyes, 2013). La secuencia neógena está formada por las formaciones Dos Bocas y Villingota que afloran al sur de la cuenca. En tanto, la formación Angostura presenta un cambio lateral de facies, estando al norte compuesta por depósitos turbidíticos, mientras que al sur está formada por unas capas de areniscas masivas, algunos conglomerados y algunos niveles de calizas arenosas. Por otro lado, las formaciones neógenas Borbón y Onzole disminuyen en espesor de norte a sur (Reyes, 2013).

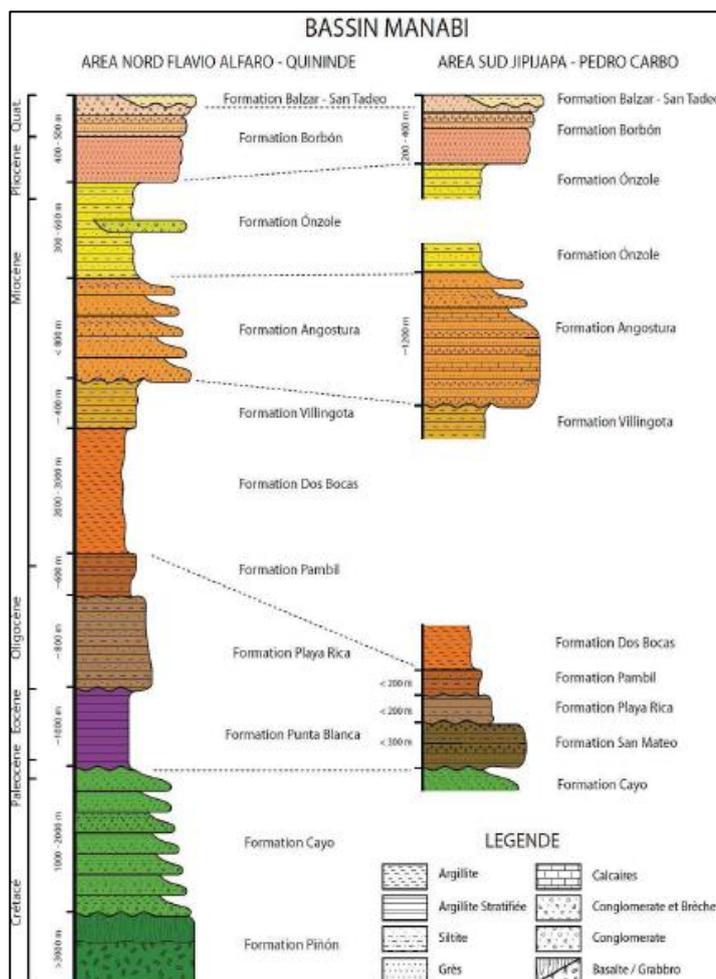


Figura 2.15 Columna estratigráfica simplificada de la cuenca sedimentaria de Manabí.
Fuente: Reyes, P., 2013.

Cuenca de Manta Jama: Esta cuenca aflora entre Manta y Jama (Reyes, 2013), pero la mayor parte de la cuenca está al sur de la plataforma continental offshore (**Figura 2.13**). Esta cuenca tiene una prolongación SW debido al sistema de fallas de Jama, sistema que la separa de la cuenca de Manabí. El

basamento de la cuenca está conformado por rocas de las formaciones cretácicas Piñón, Calentura, San Lorenzo y Cayo (ver Figura 2.16). Por otro lado, el eoceno incluye rocas volcano-sedimentarias de la formación Cerro y las secuencias detríticas gruesas de la formación San Mateo. En el sector de Manta afloran formaciones del oligoceno de como Punta Blanca y las formaciones Pambil y Playa Rica, al sur de los cerros de Jama. El mioceno, en cambio, está representado por las formaciones Dos Bocas y Villingota, y tienen un mayor espesor que en otras cuencas sedimentarias donde afloran (Reyes, 2013). La formación Angostura tiene un espesor que disminuye hacia el sur, hasta llegar a unos 20 m. La formación Onzole en esta cuenca está depositada en concordancia con la formación Angostura, aunque en algunos lugares, especialmente en las zonas más altas de la cordillera costera, puede ser discordante. Finalmente, la formación Borbón descansa concordantemente sobre la formación Onzole, al sur de la formación Villingota (Reyes, 2013).

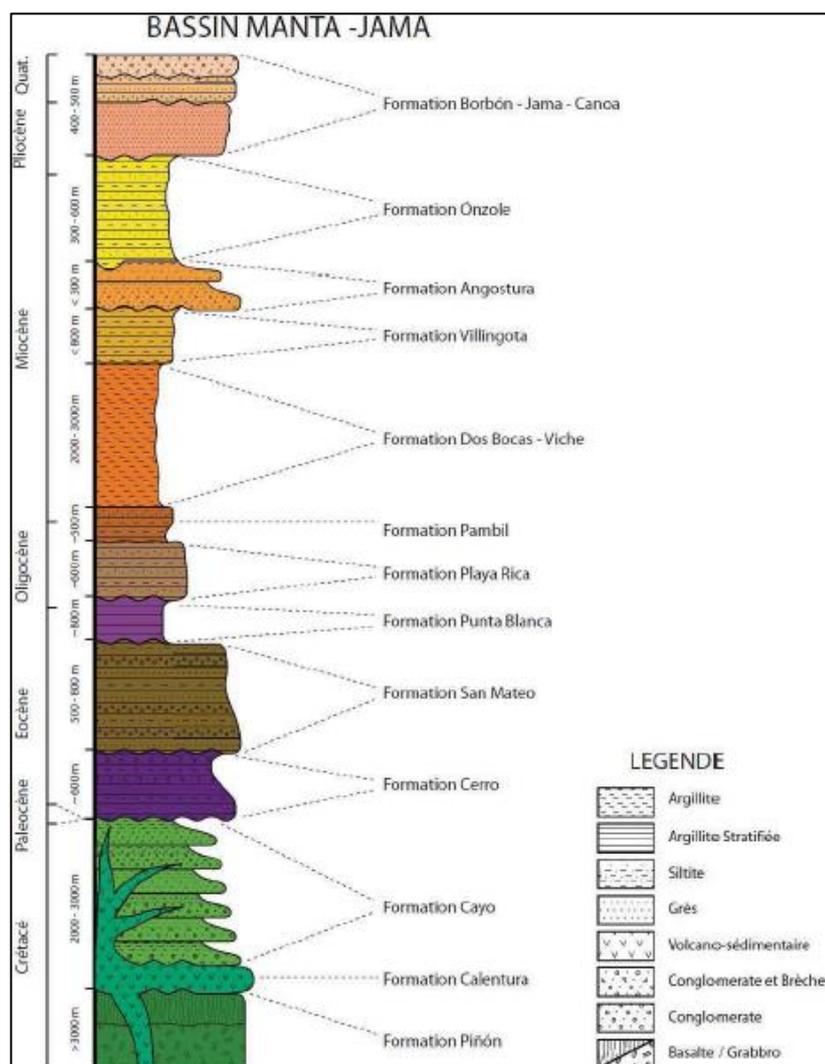


Figura 2.16 Columna estratigráfica simplificada de la cuenca sedimentaria de Manta-Jama.

Fuente: Reyes, P., 2013.

Cuenca Borbón: Esta cuenca está localizada al norte de la falla Canandé, la cual separa a las cuencas sedimentarias de Manabí y Manta-Jama (**Figura 2.13**). El basamento de esta cuenca está conformado por las formaciones Piñón y Cayo (**Figura 2.17**). Sobre el basamento descansan las formaciones

del eoceno Ostiones-Santiago (calcárea) y Zapallo (clástica). Por otro lado, el oligoceno está representado por las formaciones Playa Rica, Chumundé y Pambil. Ya en el mioceno de la cuenca, afloran las formaciones Viche-Dos Bocas y Villingota que son cubiertas por la formación Angostura, que a su vez muestra un cambio de facies de niveles turbidíticos bien estratificados al oeste, a niveles cíclicos masivos de arenisca al este, que disminuyen de espesor (Reyes, 2013). Aquí, en cambio, la formación Onzole está caracterizada por rocas pelíticas y arenosas. Esta formación muestra una serie de canales conglomeráticos a la mitad de la secuencia, en la parte norte de la cordillera costera, en torno a Esmeraldas. Estos canales no se observan en la parte central y sur de la cordillera costera, lo que indicaría un período de erosión probablemente subaéreo (Reyes, 2013). Finalmente, el plioceno de la cuenca está representado por la parte basal de la formación Borbón que se superpone transicionalmente a la formación Onzole. Hacia el este la formación Borbón reduce su espesor y es cubierta por la formación Cachabí (Reyes, 2013).

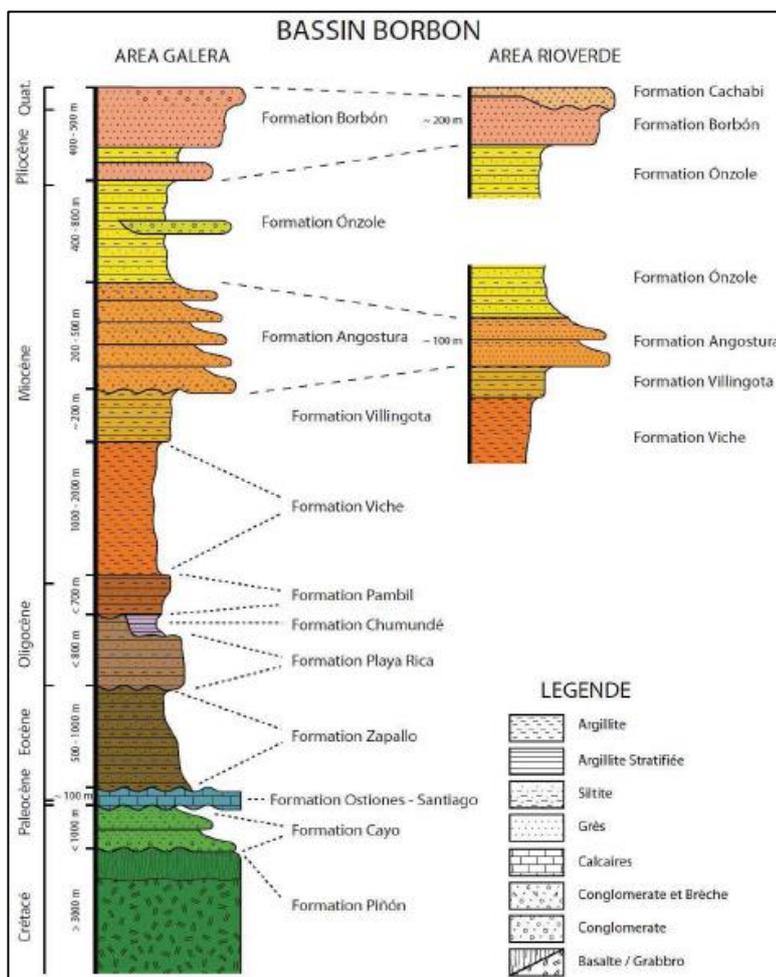


Figura 2.17 Columna Estratigráfica simplificada de la cuenca Borbón.
Fuente: Reyes, 2013.

2.3.5. Perfiles sísmicos en la zona de estudio y sus modelos de velocidad

Los siguientes perfiles corresponden a la campaña SISTEUR realizada en septiembre del 2000 (**Figura 2.18**). Este crucero desplegó un gran arreglo de cañones de aire y un streamer de

4.5 km con 360 canales para registrar sísmica de reflexión de gran penetración, frente al margen ecuatorial y el sur de Colombia (Collot, 2009). A continuación, se describen las líneas procesadas e interpretadas por diferentes autores hasta el momento, el área comprendida frente a las costas de Esmeraldas y Manabí.

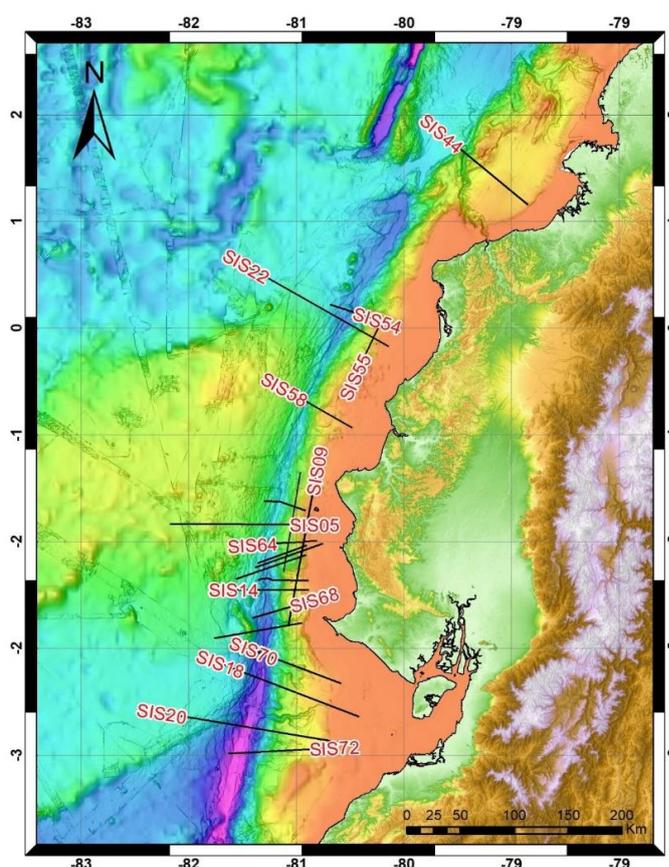


Figura 2.18 Perfiles de la campaña Sisteur (Collot et al. 2000) interpretados por diferentes autores e incluidos en este trabajo. Topografía SRTM (NASA) 30 m, Batimetría IRD (Michaud et al. 2006) remuestreada a 30 m

Fuente: Torres M., 2017.

Perfil SIS 44

Esta línea atraviesa transversalmente al prisma de acreción sobre la fosa y la plataforma continental. Collot et al., (2004) observaron que el deslizamiento cosísmico del terremoto de 1958 coincide hacia el mar con una zona levantada y una splay fault interpretadas en este perfil. El mecanismo focal de ese evento coincide con el de 1979 y al proyectarlo en profundidad en la línea 44 coincide con la interfase de las placas observada en la línea (Collot et al., 2004). En el CDP 9500 se observa la cima de un graben asociado con un leve levantamiento de fondo marino y del basamento subyacente, donde primero hubo compresión en la protuberancia de del splay fault y una posterior extensión por colapso (Collot et al., 2004). La áspera topografía del graben y la ausencia de sedimentos sugiere, según Collot et al., (2004), una deformación activa.

En profundidad, la línea SIS 44 muestra dos reflectores discontinuos que de acuerdo Collot et al., (2004) corresponden a la interfase de placas (Decollement) y al tope de la corteza oceánica y pueden ser seguidos unos 45 km hacia el continente.

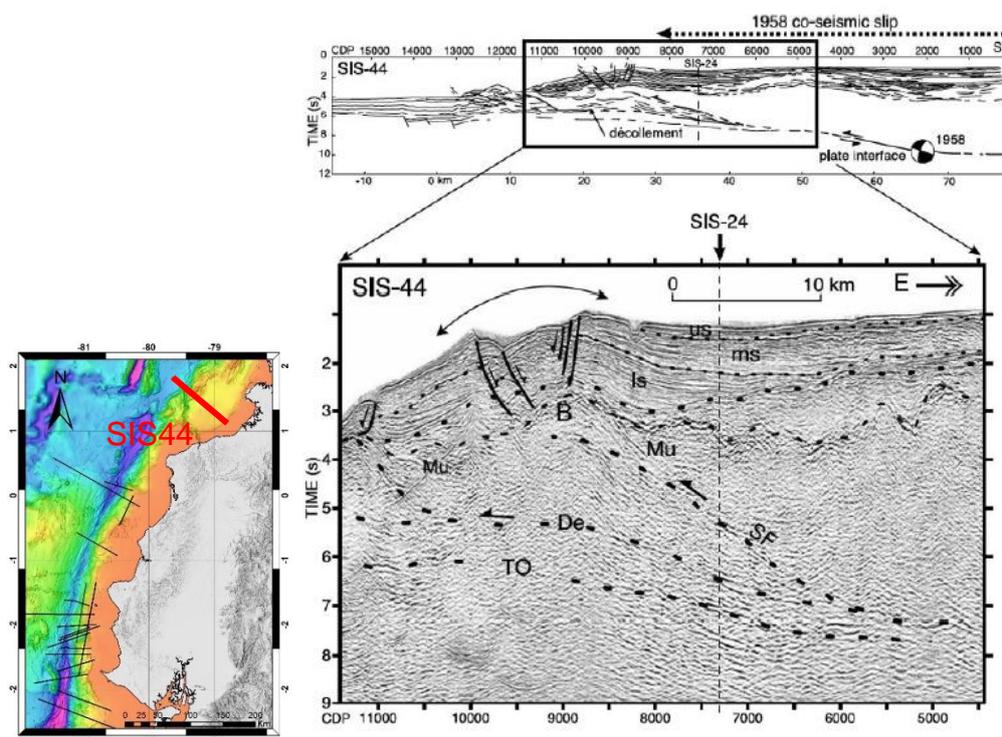


Figura 2.19 Perfil SIS44 donde se señala un segmento de este, con la intersección con el perfil SIS24. Se indican el tope de la corteza oceánica (TO), el décollement (De), un splay fault (SF) y diferentes secuencias (inferior (Is), media (ms) y superior (us)). Mu corresponde a múltiples y B a una protuberancia en la cima del Splay Fault.

Fuente: Collot, J-Y., 2004.

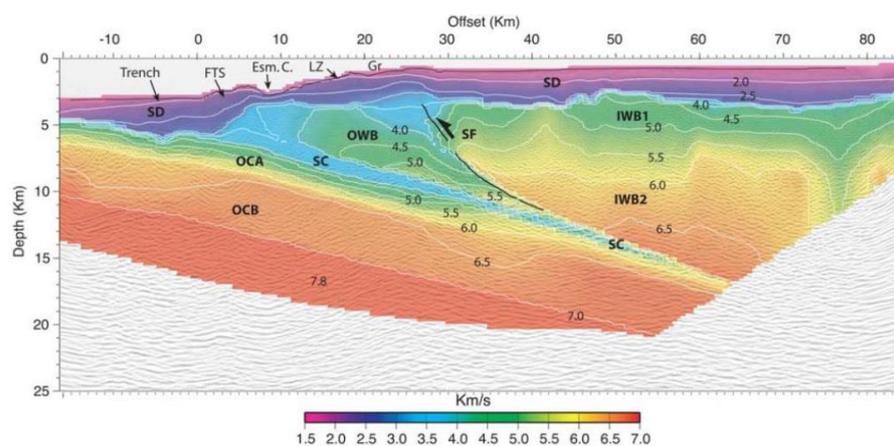


Figura 2.20 Modelo de Velocidades del perfil SIS 44. En él se señalan el basamento del prisma interior superior (IWB1),

el inferior (IWB2), la corteza oceánica (OC), la capa superior de corteza oceánica (OCA), la capa inferior (OCB), la franja tectónica frontal (FTS), el cañón de Esmeraldas (Esm C), la zona de deslizamiento (LZ), La cima del graben descrito por Collot et al. (2004), y el basamento del prisma oceánico.

Fuente: Agudelo, W., 2009.

Perfil SIS 72

Este perfil tiene una dirección N85°E y se extiende hacia el continente antes del límite del Banco Perú (**Figura 2.21**). En este perfil el tope de la placa oceánica está caracterizado por fuertes reflectores que regularmente se inclinan 4° hacia el continente (Calahorrano, 2005). Los reflectores fuertes corresponden a las unidades 1 y 2 y son concordantes (**Figura 2.21**), estando conformada la unidad 2 por sedimentos pelágicos y hemipelágicos. Existe una tercera facies sísmica que es discordante a las dos unidades anteriores está asociada a sedimentos turbidíticos (Calahorrano, 2005). El tope de la corteza oceánica y la unidad 2 están afectados por desplazamientos de unos 100m debido a la actividad de fallas normales. Éstas últimas son producto de la flexura de la placa en subducción (Calahorrano, 2005).

Estructuralmente, además de las fallas normales debidas a la flexura de la placa, Calahorrano (2005) identificó entre los CDP 12800 y 9800 un potente canal de subducción limitado por dos

fuertes reflectores, y con un ángulo similar al de la placa en subducción, de alrededor de 4° hacia el continente. En los primeros 30 km del canal su espesor es más o menos constantes, entre 800 y 900 m, pero disminuye bruscamente a los 6 km de profundidad, teniendo sólo 200 m en este punto (Calahorrano, 2005).

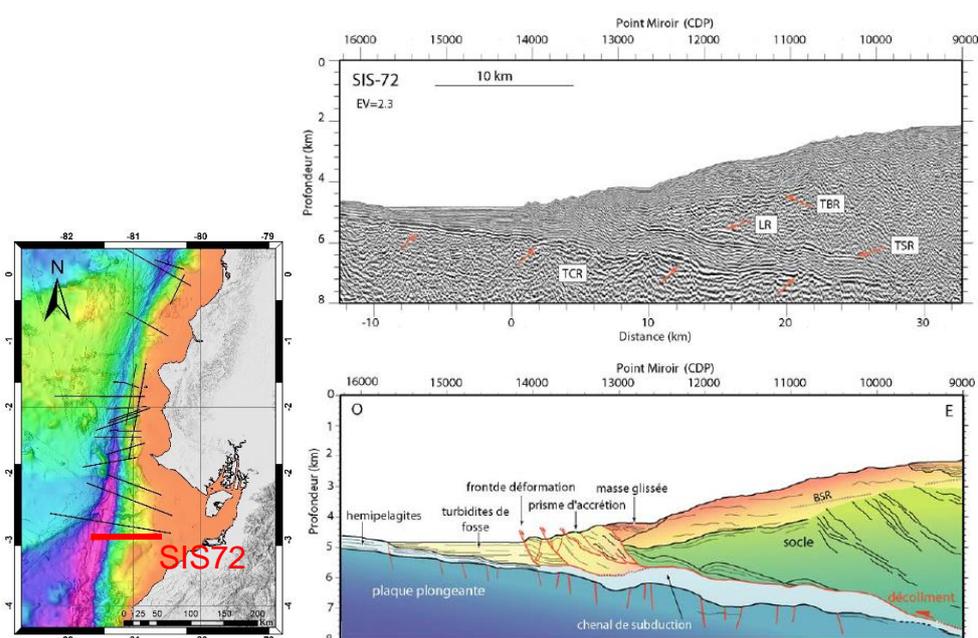


Figura 2.21 Perfil SIS 72 arriba y su interpretación abajo. Se aprecia el notable espesor del canal de subducción por erosión basal del prisma de acreción. BSR: Botton Simulating Reflector. TCR: tope de la corteza oceánica.

Fuente: Calahorrano, A., 2005.

Perfil SIS 18

Este perfil es transversal a la fosa (**Figura 2.22**). En él se aprecia claramente el tope de la corteza oceánica, que para esta zona tiene encima una fina capa de sedimentos pelágicos de unos 100 a 200 m de espesor. Además, en el perfil se distinguen fallas normales en la placa oceánica producto de la flexura de la placa (Calahorrano, 2005). Una de estas fallas normales desplaza el tope de la placa oceánica unos 400 m (**Figura 2.22**). En promedio el ángulo del tope de la placa oceánica es de 5° en este perfil (Calahorrano, 2005) (**Figura 2.22**).

En la fosa, sobre la unidad 1 descrita debajo del tope de la corteza oceánica por Calahorrano (2005) yacen dos unidades sedimentarias. En la primera unidad, la 3a, Calahorrano (2005) identificó facies caóticas que atribuyó a depósitos de deslizamientos debidos a inestabilidades del talud (**Figura 2.22**). En la segunda unidad, la 3b, esta autora identificó fuertes reflectores horizontales que asoció a sedimentos turbidíticos sobre la unidad 3a. La unidad 2 identificada sobre el resto de la placa oceánica y que consiste en sedimentos pelágicos no se observa en la fosa (Calahorrano, 2005) (**Figura 2.22**).

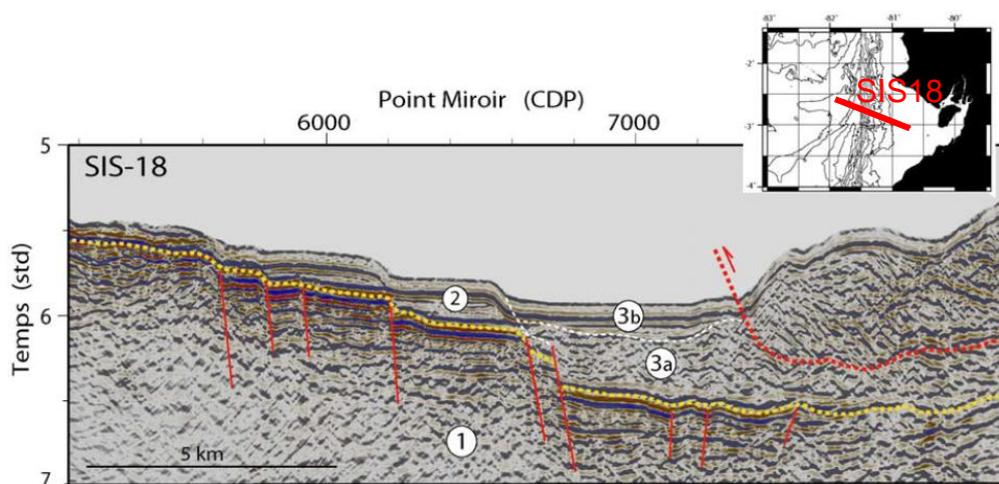


Figura 2.22 Perfil SIS 18 interpretado, donde la unidad 1 es la corteza oceánica y las unidades 3 indican depósitos de turbiditas inferior (3a) y superior (3b).

Fuente: Calahorrano, A., 2005.

Perfil SIS 16

Este perfil tiene una dirección N80°E. Sobre la placa oceánica se puede distinguir el monte submarino Salinas, al sur de la cordillera de Carnegie (**Figura 2.23**). Más al este se aprecia la fosa y el talud del margen. En la imagen sísmica el monte Salinas se distingue como un macizo de unos 9 km de ancho con flancos asimétricos (**Figura 2.23**) (Calahorrano, 2005). A ambos lados del monte submarino es posibles identificar dos fuertes reflectores (**Figura 2.23**) (Calahorrano, 2005). Con el primero de estos reflectores Calahorrano (2005) delimitó la unidad 1 que correlacionó en varios perfiles de su zona de estudio. Debajo de la superficie del monte Calahorrano identificó un reflector al que llamó 1a. La unidad sobre este

reflector mide unos 700 m y fue atribuida por esta autora a productos volcánicos o volcanoclásticos, dadas las velocidades de ondas p (de 2.5 a 3.7 km/s) y la geometría de la unidad.

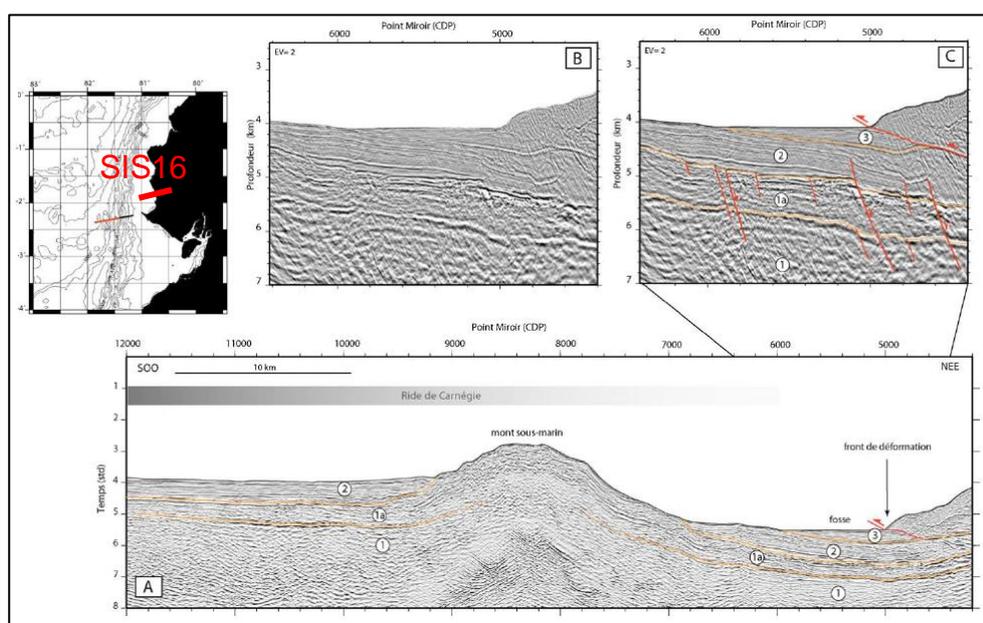


Figura 2.23 Parte del perfil SIS 16 indicando las irregularidades topográficas de la cordillera de Carnegie, al norte de la zona de fractura de Grijalva. A) Imagen de un monte submarino y sus depósitos volcanoclásticos y pelágicos. B) Detalle de las unidades sedimentarias en la fosa.

Fuente: Calahorrano, A., 2005.

Perfil SIS 05

Este perfil muestra estructuras del margen desde la cordillera de Carnegie hasta la plataforma continental (Sanclemente, 2014) (**Figura 2.24**). Desde el filo de la plataforma hasta el eje de la fosa, el prisma de acreción tiene una pendiente de 6° y

presenta una morfología suave, excepto por un levantamiento en el kilómetro 123 (Sanclemente, 2014).

A lo largo de la cordillera de Carnegie el fondo oceánico buza suavemente, presentando un total de 5 escarpes de fallas normales que buzanan hacia la fosa (**Figura 2.24**). Debajo del fondo yace una capa sedimentaria de 0.6 a 1 km de espesor denominada S1 (Sanclemente, 2014). En el estudio desarrollado por Sanclemente (2014) se identificó bajo esta capa un fuerte reflector (**Figura 2.24**) que se interpretó como el tope de la corteza oceánica (TCO), pues bajo este se observaron en el modelo mixto de velocidades, velocidades de aproximadamente 4km/s (**Figura 2.25**). Tanto la capa S1 como el tope de la corteza oceánica están desplazados verticalmente por las fallas normales relacionadas a los escarpes sobre el fondo oceánico (Sanclemente, 2014). Adicionalmente, de acuerdo con el estudio antes mencionado y a la escala de la sísmica estudiada, sobre la fosa no se pudo identificar relleno turbidítico no concordante, por lo que ésta no contendría sedimentos de origen continental.

Bajo la corteza de Carnegie, a unos 5 o 6 km de profundidad, las velocidades V_p alcanzan aproximadamente 4.6 km/s y un grupo de fuertes reflectores (**Figura 2.24**) que buzan hacia el continente se encuentra debajo de la zona de falla (Sanclemente, 2014). Tanto la capa S1 como el TCO se extienden hacia el continente hasta el pie del margen, después la capa S1 es truncada y cubierta por un prisma de acreción de 5 km de ancho (Sanclemente, 2014). El TCO, en cambio, se extiende debajo del margen hasta el final del perfil a unos 6 km de profundidad. En el TCO Sanclemente (2014) identificó tres picos altos (mayores a 1 km) (**Figura 2.24**), con velocidades V_p entre 4.7 y 5.5 km/s.

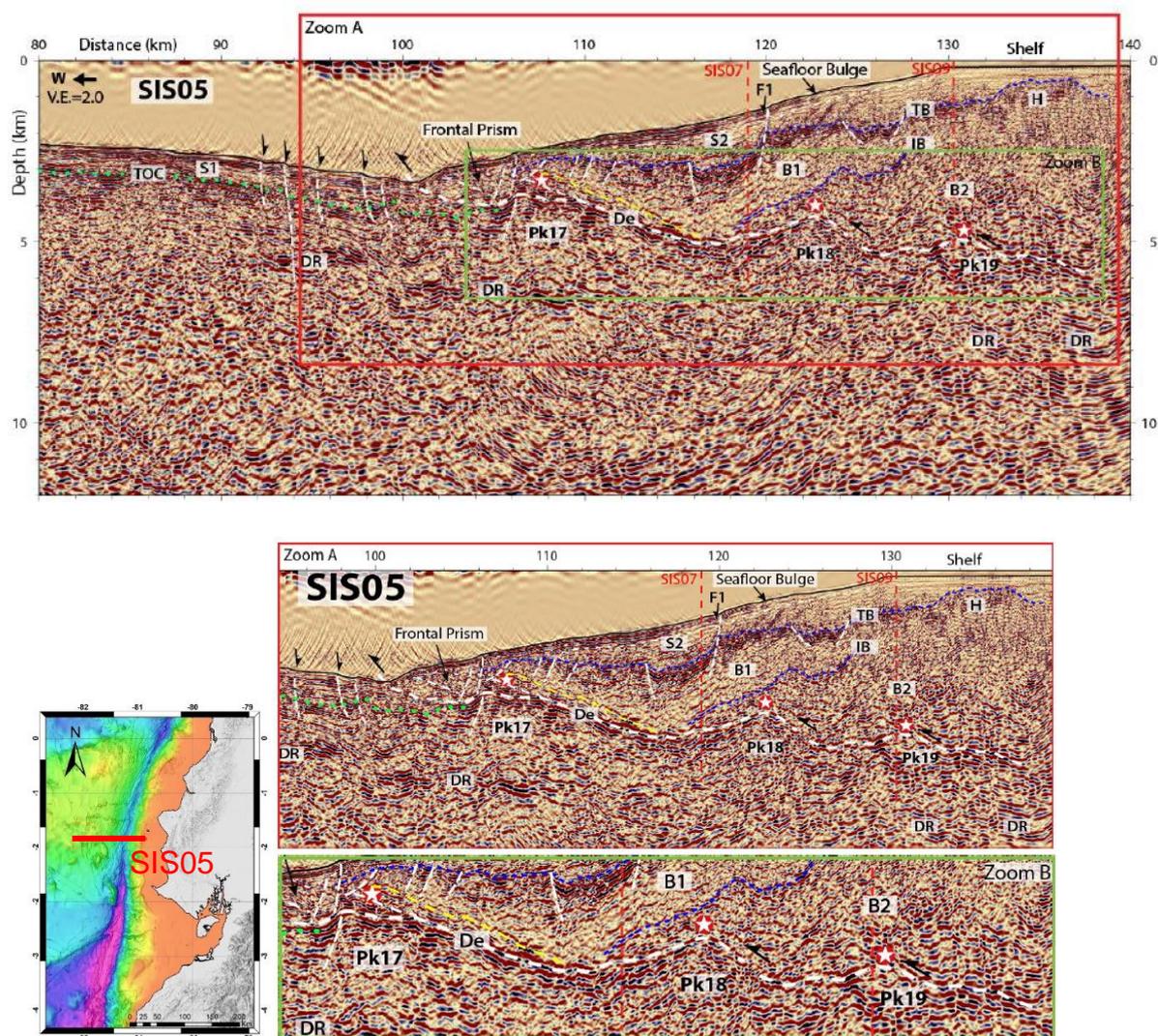


Figura 2.24 Ubicación e interpretación del perfil SIS05 migrado en profundidad antes del apilamiento. Se aprecia una morfología suave, donde los ángulos de buzamiento son cerca de 4° , con tres picos (Pk) de más o menos 1 km altura. El tope de la corteza oceánica es TOC, TB es el tope del basamento (B1 y B2), F1 son fallas normales subactivas. Las capas S1 y S2 son sedimentarias. Abajo se hacen dos acercamientos (Zoom A y Zoom B) señalados en la primera imagen.

Fuente: Sanclemente, E., 2014.

La cuña de sedimentos en la placa continental tiene un espesor que se reduce desde los 6 km en el filo de la plataforma hasta

1 km en el prisma del frente de deformación (Sanclemente, 2014). Así mismo, en la placa continental, el tope del basamento, descrito por Sanclemente (2014) como un fuerte reflector buza hacia la fosa y termina en el prisma de acreción. Por encima de este reflector se encuentra la capa de sedimentos S2, de unos 0.5 a 1.5 km de espesor. Tanto el tope del basamento como el basamento en sí, están deformados por fallas normales que buzan hacia el este, pero que son más numerosas hacia el prisma de acreción (Sanclemente, 2014).

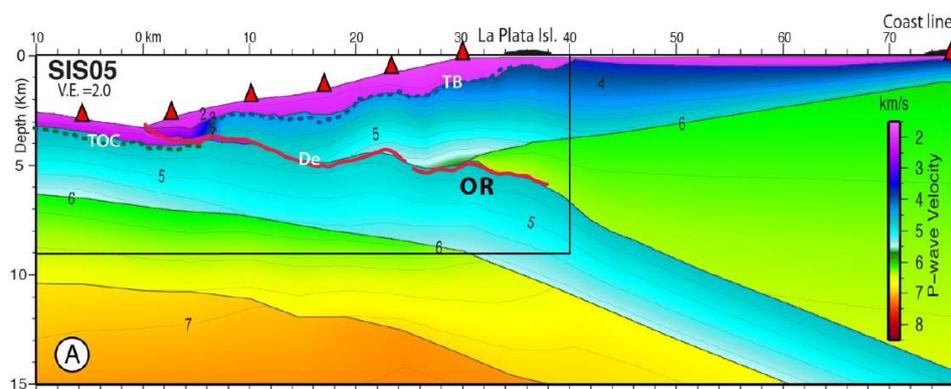


Figura 2.25 Modelo de velocidades de ondas P del perfil SIS 05, donde Sanclemente, (2014) señala que el contacto interplaca es más somero que estudios anteriores. Se indican el tope del fondo oceánico, el decollement, capas sedimentarias, reflectores profundos y reflectores intrabasamento.

Fuente: Collot, J-Y., 2017.

Perfil SIS 68

En este perfil, procesado y descrito por Sanclemente (2014), el fondo marino alcanza una profundidad de 4 km en la fosa y de 0.35 km en el filo de la plataforma (**Figura 2.26**). Sanclemente (2014) señaló que la pendiente la pared oeste de la fosa es de aproximadamente 2.5° hacia eje de la fosa y de la pared este 7° desde el talud hacia la fosa (**Figura 2.26**). Esta pendiente suave es interrumpida por una pared bastante vertical que separa el talud inferior del prisma frontal, mientras que hacia el talud superior una serie de escarpes de fallas normales que buzan hacia el oeste perturban la morfología (Sanclemente, 2014) (**Figura 2.26**).

En la placa oceánica, bajo la cordillera de Carnegie, el TCO es relativamente suave y buza hacia la fosa con un ángulo de 7° hasta el kilómetro 37 bajo el prisma (**Figura 2.26**). En la subducción Sanclemente (2014) distinguió en TCO un pico (pk 27) de aproximadamente 1 km de alto y de 17 km de ancho con su punto más alto a 6.2 km de profundidad (**Figura 2.26**). Adicionalmente, en este perfil este autor interpretó varios reflectores profundos que en conjunto limitan una capa

reflectiva de aproximadamente 1 km de espesor. Esta capa buza hacia el continente y alcanza una profundidad de 10 km, además, parece ser más potente debajo del pico identificado en el perfil.

Sobre el TCO yace una capa de sedimentos S1 de 0.4-0.6 km de espesor que hacia la fosa subyace al prisma por una falla inversa y da lugar al inicio del canal de subducción (0.8-1 km de espesor) (Sanclemente, 2014) (**Figura 2.26**). En el canal la estratificación fina y continua de S1 pasa a ser discontinua y localmente ondulada (Sanclemente, 2014). Bajo el prisma externo la capa S2 muestra un espesor variable entre 0.2 y 1.5 km y tanto esta capa como el tope de basamento (TB) son deformados por fallas normales en el prisma (Sanclemente, 2014).

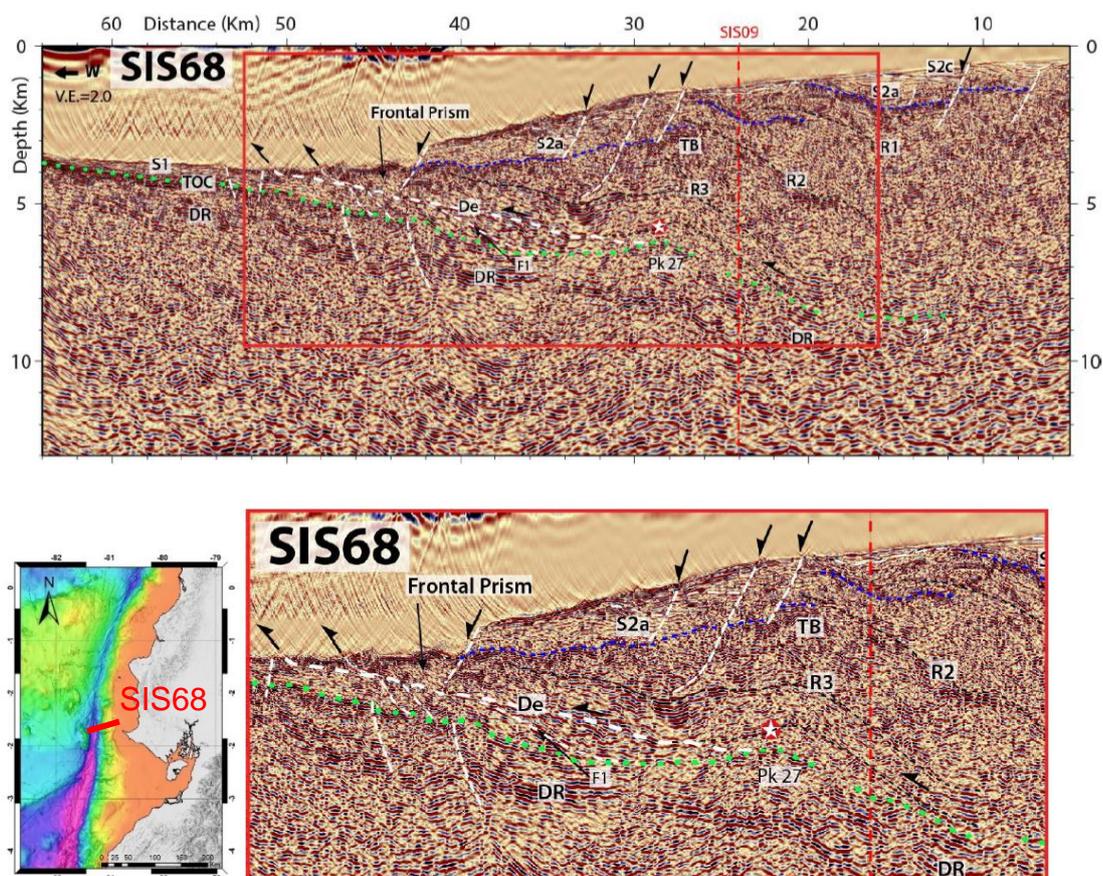


Figura 2.26 Interpretación de la imagen migrada en profundidad antes del apilamiento del perfil SIS-68. El perfil corta el segmento de margen con prisma de acreción y su decollement muestra 7° . Se muestran diferentes capas sedimentarias y el tope de la corteza oceánica, así como reflectores profundos que forman capas sub-continuas. En el perfil TB es el tope del basamento. Abajo un zoom del perfil, señalándose mejor el pico 27 y el prisma frontal. **Fuente:** Sanclemente, E., 2014.

Perfil SIS 14

Este perfil (**Figura 2.27**), procesado e interpretado por Sanclemente (2014), atraviesa un monte submarino de la cordillera de Carnegie, piso oceánico en la fosa caótico a una

profundidad de 3.7 km y un talud afectado por numerosos escarpes. La pendiente superior se inclina hacia fosa con 4° , mientras que la pendiente inferior se inclina aproximadamente 7.5° .

Este perfil presenta sedimentos caóticos en la fosa, mientras que la que la pendiente de la cuña externa está afectada por numerosas fallas normales activas que cortan los sedimentos del margen y el basamento (**Figura 2.27**), formando bloques rotacionales (Sanclemente, 2014). En este perfil el TCO buza con un ángulo promedio de 4.5° y está fallado por al menos un sistema horst y graben, y por encima de este, en la subducción se distingue claramente el canal de subducción (0.2-1 km de espesor) (**Figura 2.27**). El canal presenta facies caóticas, probablemente resultado de deformación o de depósitos de transporte de masa en la subducción.

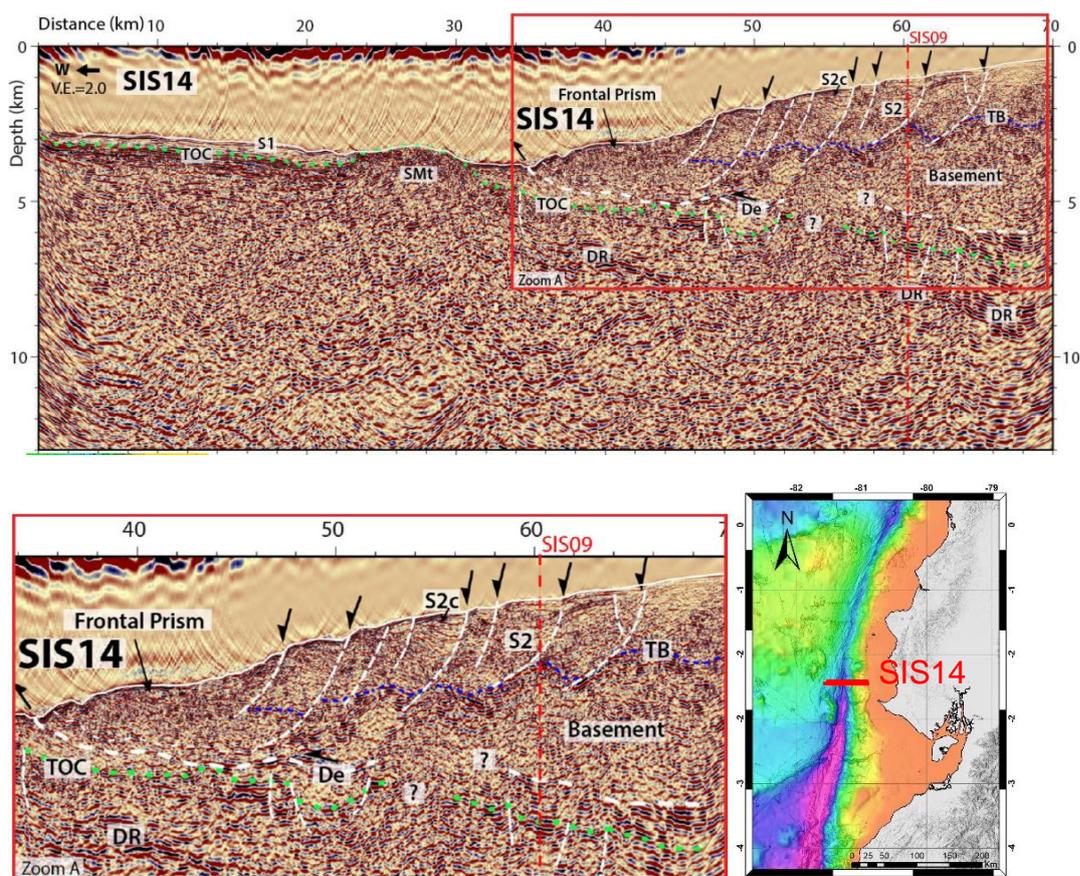


Figura 2.27 Interpretación del perfil SIS-14 migrado en profundidad antes del apilamiento. El perfil corta un segmento del margen con el prisma de acreción y su décollement, el cual tiene un ángulo de buzamiento bajo (4.5°). Se muestran diferentes capas sedimentarias y el tope de la corteza oceánica.

Fuente: Sanclemente, E., 2014.

Perfil SIS 09

Este perfil (**Figura 2.28**) paralelo al margen tiene una longitud de 140 km y fue procesado e interpretado en un estudio por Sanclemente (2014). Presenta una morfología suave hacia el norte, mientras que al sur es más irregular, con posibles canales y cañones (**Figura 2.28**). En una gran depresión de la parte sur se alcanza la mayor profundidad (1.6 km) en el fondo oceánico del perfil.

En general este perfil está caracterizado por segmentos de reflectividad (Sanclemente, 2014). En él se presenta una zona levantada de 80 km de ancho que es cortada por una gran depresión E3 (**Figura 2.28**) donde el basamento podría aflorar. El décollement presenta un buzamiento de 1.5° hacia el sur, donde Sanclemente (2014) interpretó varios picos y montes submarinos. El segmento norte del perfil muestra cinco picos en subducción, mientras que el segmento sur muestra un pico aislado que Sanclemente (2014) interpretó como un monte submarino (**Figura 2.28**). Adicionalmente, el basamento aumenta hacia el sur y el reflector profundo observado en otros perfiles descritos en el estudio también es observado en este (**Figura 2.28**).

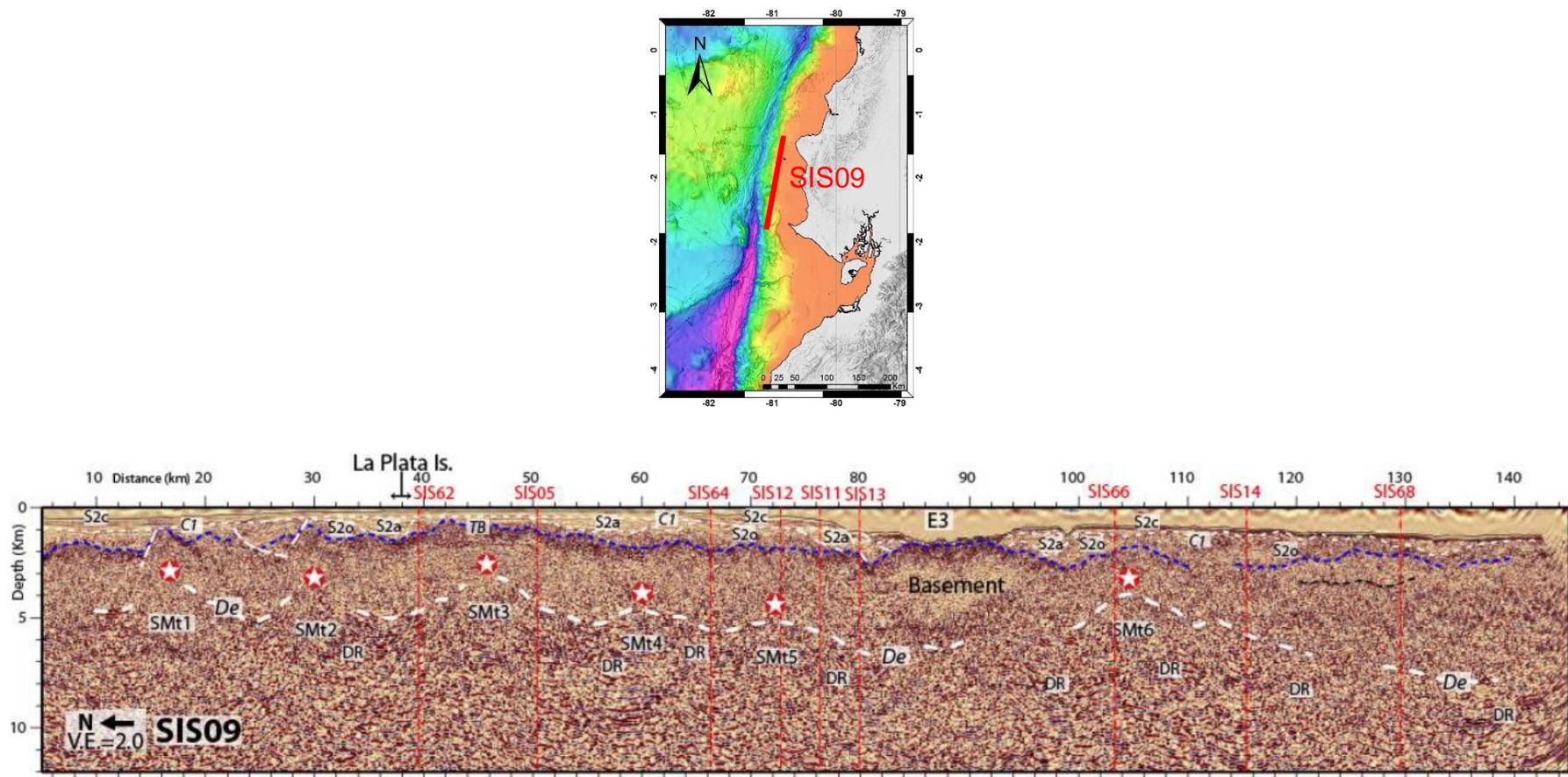


Figura 2.28 Ubicación e interpretación del perfil SIS-09 migrado en profundidad antes del apilamiento. Este perfil es paralelo a la fosa. Se señala el décollement, diferentes picos en subducción y diferentes capas sedimentarias (S2a, S2b, etc.). Así mismo se observa el tope de la corteza oceánica. **Fuente:** Sanclemente, E., 2014.

Perfil SIS 07

Este perfil (**Figura 2.29**), procesado e interpretado por Sanclemente (2014), tiene una longitud de 90 km y es paralelo al margen, ubicándose encima del mismo. Se encuentra a 15 km de la fosa y presenta una morfología suave al norte, atravesando el prisma externo y cortando la depresión E3 que también cortan otros perfiles como el SIS13 (Sanclemente, 2014) (**Figura 2.29**).

A lo largo del perfil Sanclemente (2014) interpretó en el fondo marino dos zonas levantadas de baja amplitud limitadas en sus flancos por áreas planas con morfologías rugosas. En profundidad, él interpretó tres reflectores principales: el décollement, el tope del basamento y el tope de la corteza oceánica. Interpretó la geometría general como producto de la deformación tectónica y de superficies erosionadas (tope del basamento). También señaló que los bloques rotacionales observados, así como una suave deformación, afectan localmente a la cobertura sedimentaria (**Figura 2.29**). De los diferentes picos en subducción que identificó, los picos pk7 y pk9 (**Figura 2.29**) los interpretó como picos de corteza oceánica asociado a elevaciones del basamento, mientras que otros

cuatro picos (pk 10-13) (**Figura 2.29**) estarían relacionados a lentes de sedimentos que se deberían a un canal de subducción discontinuo (Sanclemente, 2014).

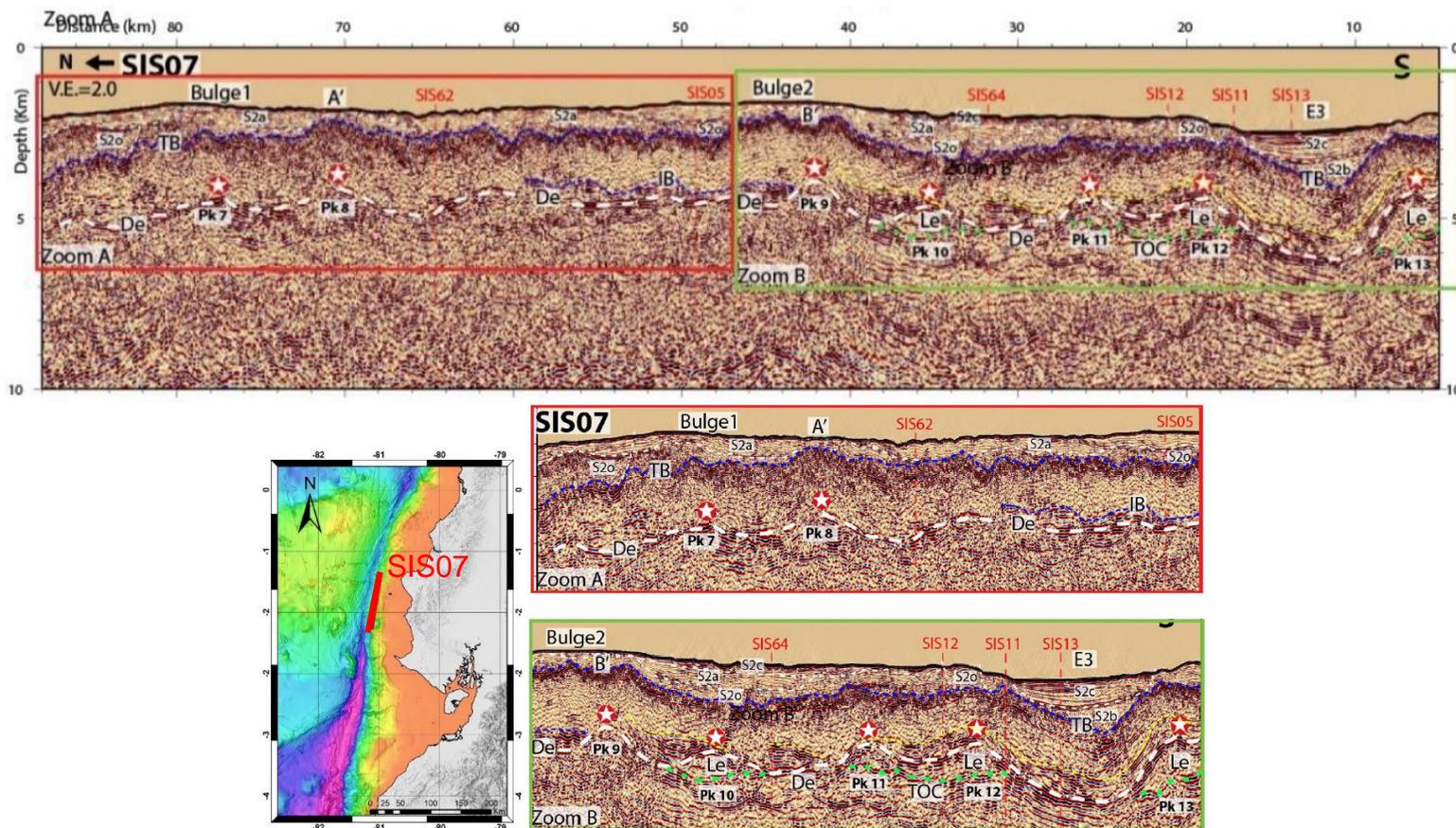


Figura 2.29 Ubicación del perfil SIS07 y su interpretación sobre la imagen migrada en profundidad antes del apilamiento. Este perfil es paralelo a la fosa. Se señala el décollement, diferentes picos en subducción (Pk) y diferentes capas sedimentarias (S2a, S2b, etc.). Así mismo se observa el tope de la corteza oceánica.

Fuente: Sanclemente, E., 2014.

Perfil SIS 64 y SIS 12

Sage et al. (2006) interpretaron los perfiles SIS12 y SIS64 (**Figura 2.30** y **Figura 2.32**) y establecieron varias características estructurales. Una de ellas fue el adelgazamiento del basamento hacia la fosa, lo que atribuyeron a la presencia de fallas normales (**Figura 2.30**) generadas por la erosión basal y colapso del margen. Otra característica fue la superposición de sistemas de fallas extensionales y compresivas en el frente del margen, que atribuyeron al acoplamiento mecánico variable en el tiempo, algo que se vería reforzado por la subducción de montes submarinos (**Figura 2.32**).

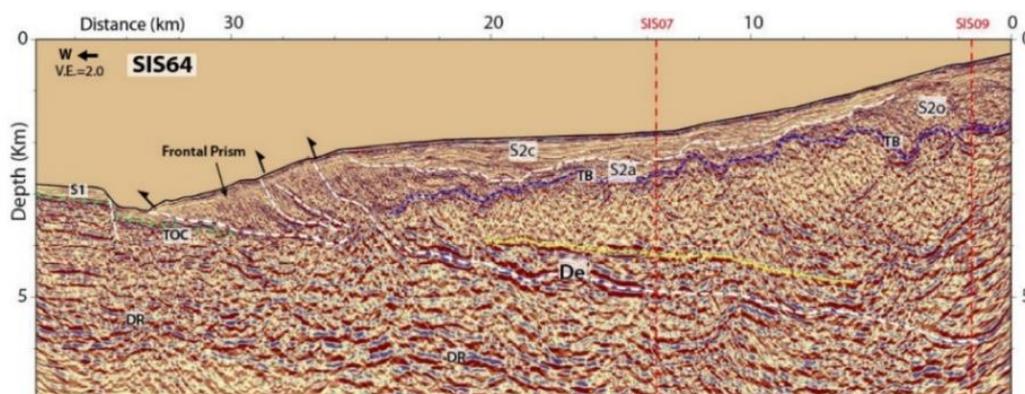


Figura 2.30 Interpretación del perfil SIS-64 migrado en profundidad antes del apilamiento. En este perfil, transversal al margen, se aprecia el tope de la corteza oceánica, el décollement, el tope del basamento y se han marcado reflectores profundos y diferentes capas de sedimentos en Carnegie.

Fuente: Sanclemente, E., 2014.

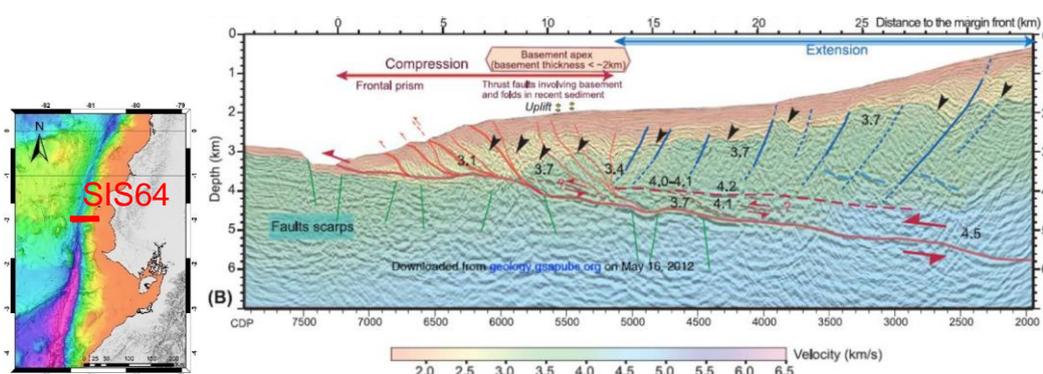


Figura 2.31 Ubicación y modelo de velocidades del perfil SIS-64.
Fuente: Sage, F., 2006.

También sugirieron que la fuerte reflectividad en la base de la placa continental es debido a daños causados en las rocas por fluidos sobre-presurizados que llegan desde el canal de subducción. Además, describieron lentes de sedimentos visibles, que tendrían unos 600 m de potencia y bajas velocidades de ondas p (2.2-2.5 km/s) respecto a las velocidades presentes en el basamento sobreyacente (3.8-4.2 km/s) (**Figura 2.32** y **Figura 2.31**), sugiriendo que esto sería por variaciones temporales fuertes en el acoplamiento mecánico en contacto interplaca.

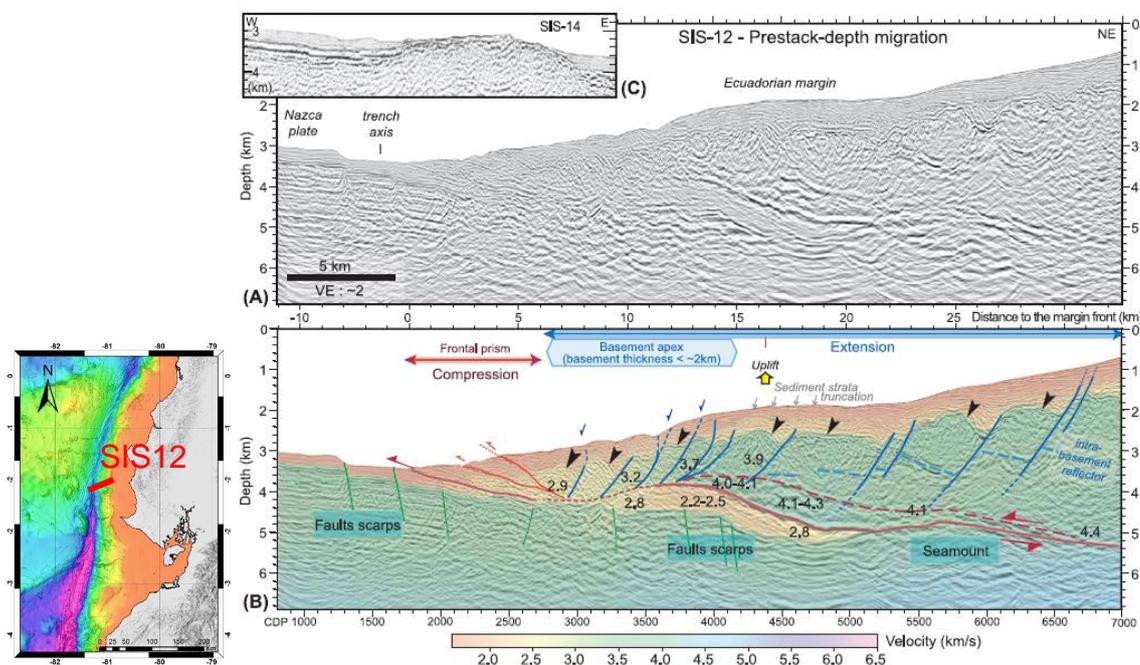


Figura 2.32 Imagen migrada en profundidad antes del apilamiento del perfil SIS-12. Las flechas negras indican el tope del basamento de alta velocidad del margen. Se señalan fallas normales en azul en la placa superior, fallas normales y escarpes de falla en la placa oceánica y fallas inversas en rojo en el décollement y el prisma de acreción.

Fuente: Sage, F., 2006.

Perfil SIS 13

Este perfil (**Figura 2.33**) fue procesado e interpretado por Sanclemente (2014). Tiene una longitud de 55 km y se extiende desde la cordillera de Carnegie, atraviesa la fosa de 3000 m de profundidad, al reentrante morfológico E3 del prisma externo, y

al talud superior del margen, este último con pendiente 6° hacia la fosa (**Figura 2.33**).

En la fosa, Sanclemente (2014) interpretó una capa de sedimentos S1 de 1 km de espesor, y debajo de ésta el tope de la corteza oceánica, ambos perturbados por fallas normales con desplazamientos de hasta 300 m (**Figura 2.33**). Los reflectores profundos de este perfil (hasta 8 km de profundidad) podrían estar cortados por estas fallas normales (**Figura 2.33**).

Para la zona debajo de la fosa, este autor señaló que el tope de la corteza oceánica está cortado por fallas normales y forma en la dirección del buzamiento una zona levantada de aproximadamente 0.8 km de alto y 31 km de ancho. Esto último fue interpretado como un pico (pk24). Además, interpretó otros dos picos (pk25 y pk26) a los lados de la intersección de esta línea con la SIS09 (**Figura 2.33**). Adicionalmente, describió al canal de subducción como de poco espesor (aprox. 0.3 km) debajo del prisma frontal, engrosándose encima del pico 24 (hasta 1.1 km de espesor) y volviéndose a adelgazar en el kilómetro 28. Esto fue interpretado como lentes de sedimentos, que tienen como piso el pico 24 y como techo el décollement (**Figura 2.33**).

En la placa continental, Sanclemente (2014) interpretó varias fallas inversas que afectan a los depósitos de sedimentos S2b y a la unidad de basamento B1 (**Figura 2.33**). Finalmente, para este perfil, el autor señala que el ángulo promedio del décollement es 6° hacia el continente y se invierte a 2° hacia el mar en el kilómetro 22 del perfil (**Figura 2.33**).

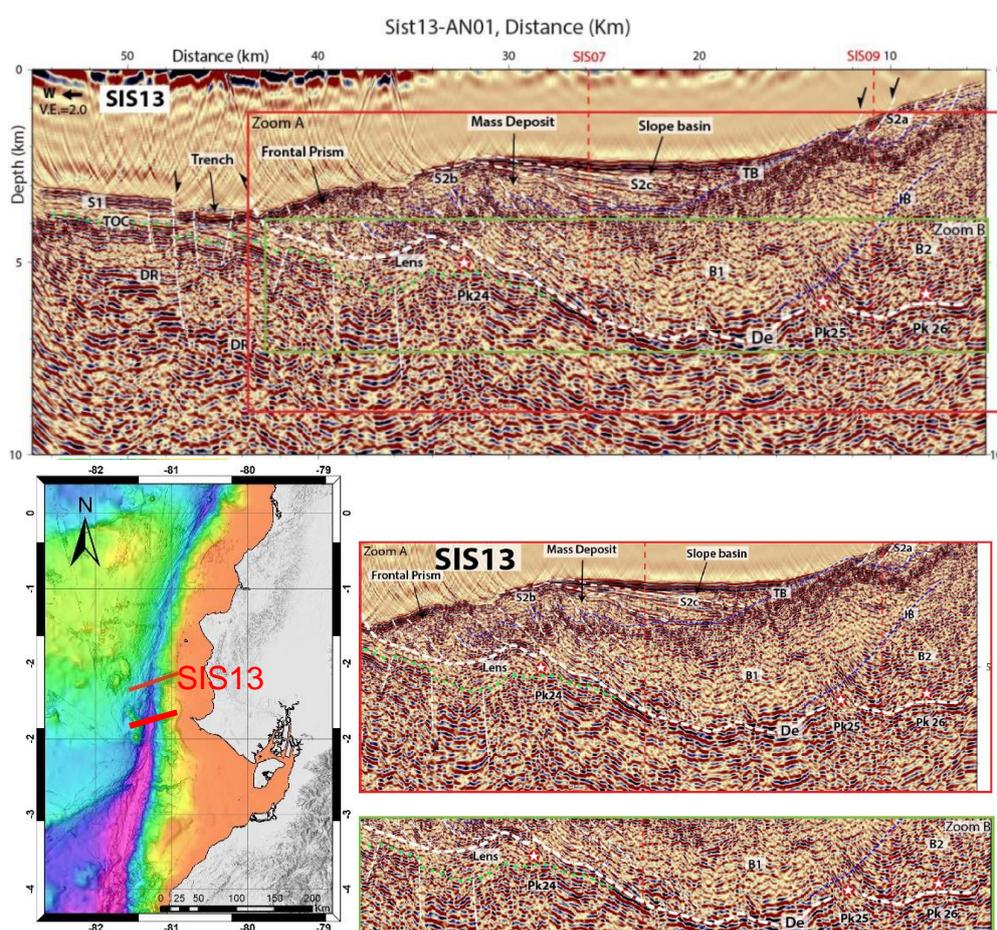


Figura 2.33 Interpretación del perfil SIS-13 migrado en profundidad antes del apilamiento. El perfil corta el segmento de margen con prisma de acreción. Se indica en el perfil el tope de la corteza oceánica, y en este, tres picos en subducción. Además, se señalan diferentes capas sedimentarias de una cuenca de pendiente. S1

corresponde a sedimentos sobre la cordillera de Carnegie.

Fuente: Sanclemente, E., 2014.

Perfil 66

Este perfil (**Figura 2.34**), procesado y descrito por Sanclemente (2014), se extiende al sur del reentrante E3 y se extiende desde 3.7 km de profundidad en la fosa a 0.4 km de profundidad en la plataforma (Sanclemente, 2014).

Este autor señaló una inusual morfología en los tres segmentos de pendientes diferenciados en este perfil, lo que lo hacía particular respecto a otros perfiles interpretados en esta área. La pendiente superior tiene una inclinación de sólo 2° hacia la fosa y termina con una ligera inversión a 800 m de profundidad (km 32) (**Figura 2.34**). La pendiente media, en cambio, es más abrupta, con aproximadamente 10° de inclinación hacia la fosa, mientras que la pendiente inferior presenta solo 1.5° hacia la fosa (**Figura 2.34**).

En área de la fosa, Sanclemente (2014) interpretó una capa de sedimentos S1 de unos 200 m de espesor, cuya fuerte reflectividad en sus reflectores sugirió que se trata de depósitos turbidíticos. Debajo de esta capa interpretó el tope de la corteza oceánica (TCO), definida por un fuerte reflector de 0.5 km de

espesor que buza 3° hacia el continente. Estas dos capas, la S1 y el TCO se extienden debajo del talud inferior, formando un potente canal de subducción de 300 a 600 m de espesor. Por encima del canal se presentan en discordancia reflectores bien estratificados y el prisma frontal, por lo que tal discordancia fue interpretada como el Décollement (De).

La pendiente superior del prisma externo forma una cuenca de talud entre la plataforma y el levantamiento de fondo oceánico A. En la placa continental yace una capa de sedimentos S2 de 0.8 a 1 km de espesor que a su vez contiene a las capas S2b y S2c (discordantes entre sí) en la cuenca y la capa S2a en el talud superior. Sanclemente (2014) interpreta a los depósitos de la cuenca como resultado de un megaslump.

Debajo de la pendiente superior, a aproximadamente 4 o 5 km de profundidad, ocurre un cambio vertical de facies de baja reflectividad a fuerte reflectividad, lo que podría deberse al reflector intrabasamento IB2, una discontinuidad estructural que da lugar a una fuerte reflectividad en el km 41 a 4.5 km de profundidad (Sanclemente, 2014). Este reflector indicaría el techo de un monte submarino en subducción (pk28) cuyo punto

más somero está justo debajo del levantamiento oceánico A (Sanclemente, 2014). Un segundo monte submarino (pk6) fue interpretado al correlacionar con lo visto en el perfil SIS09, por lo que el reflector IB2 sería el Décollement.

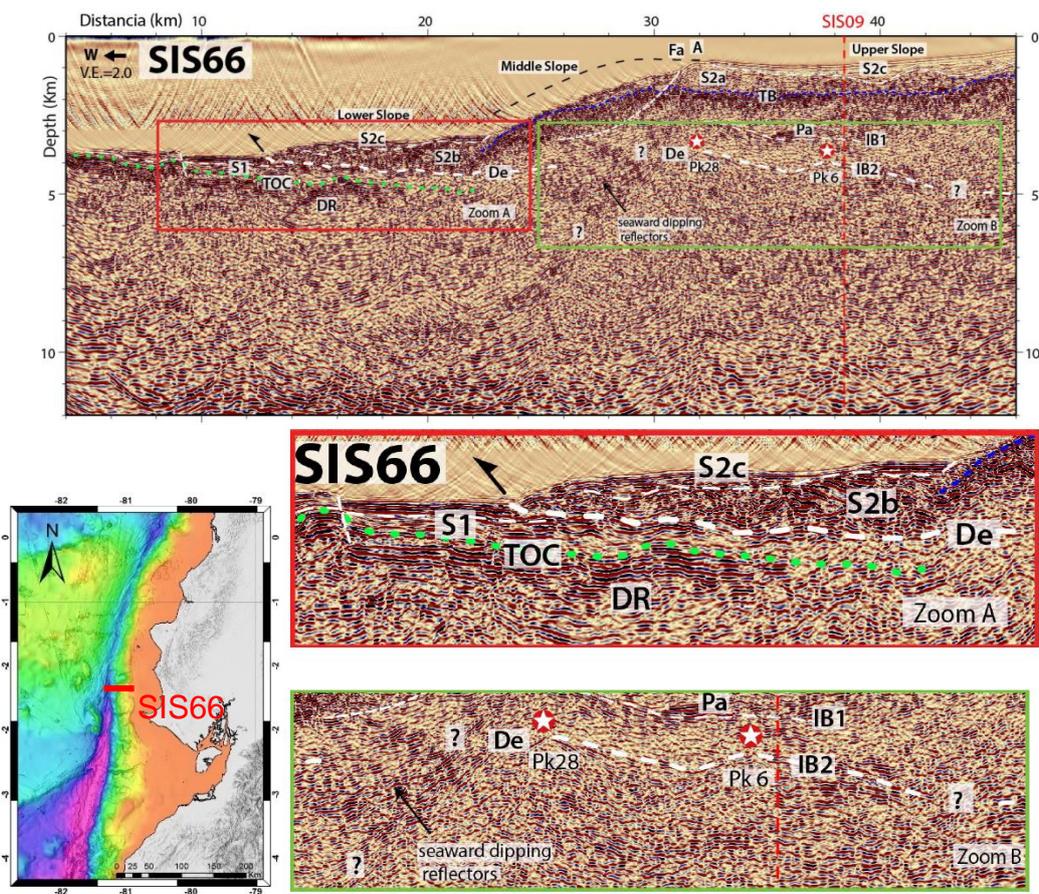


Figura 2.34 Interpretación del perfil SIS66 migrado en profundidad antes del apilamiento. El perfil corta el margen del prisma externo y muestra una pendiente con un ángulo de aprox. 3° . Se indica, además, el tope de la corteza oceánica, dos montes submarinos en subducción Pk6 y Pk28, las capas sedimentarias S1-S2, donde S2 se subdivide en capa de pendiente superior y capa de pendiente inferior, mientras que S1 corresponde a sedimentos sobre la cordillera de Carnegie. DR son reflectores profundos, De, el décollement, Fa, una gran falla lístrica, TB el tope del basamento, IB1, IB2 corresponden a reflectores intrabasamento. Finalmente se señala un alto en el fondo marino (A).

Fuente: Sanclemente, E., 2014.

Perfil 22, 54 y 55

Los perfiles SIS22, SIS54 y SIS55 (**Figura 2.35**, **Figura 2.36** y **Figura 2.37**) fueron procesados e interpretados por Marcaillou et al. (2016) para resaltar las estructuras y cuantificar la erosión basal asociada con la subducción de un monte submarino.

En la fosa interpretaron varias unidades sísmicas: os1, ss2, oc1 y oc2 (**Figura 2.35** y **Figura 2.36**). En el perfil SIS22, entre 0 y 7km de profundidad se distinguen reflectores estratificados de alta frecuencia de la unidad os1 (ésta tiene hasta 500 m de espesor) (Marcaillou, y otros, 2016) (**Figura 2.35**). La unidad os2, en cambio, tiene de 600 a 800 m de espesor, conteniendo reflectores de baja amplitud y de baja frecuencia (Marcaillou, y otros, 2016). Para ambas unidades las velocidades de ondas p oscilan entre 1.5 y 2.5 km/s (Marcaillou, y otros, 2016) (**Figura 2.35**). Seguido de esto se encuentra el tope de la corteza oceánica que da paso a las unidades oc1 y oc2 (**Figura 2.35**). Oc1 tiene entre 1.5 y 2 km de espesor y alcanza velocidades de 3 a 5.1 km/s y buza hacia el continente (Marcaillou, y otros, 2016). La capa oc2, que también buza hacia el continente, es más discontinua que oc1 (**Figura 2.35**) y debajo de esta capa estaría la discontinuidad de Mohorovicic (Marcaillou, y otros,

2016). Varias fallas normales afectan a todas las unidades mencionadas al oeste de la fosa (**Figura 2.35**).

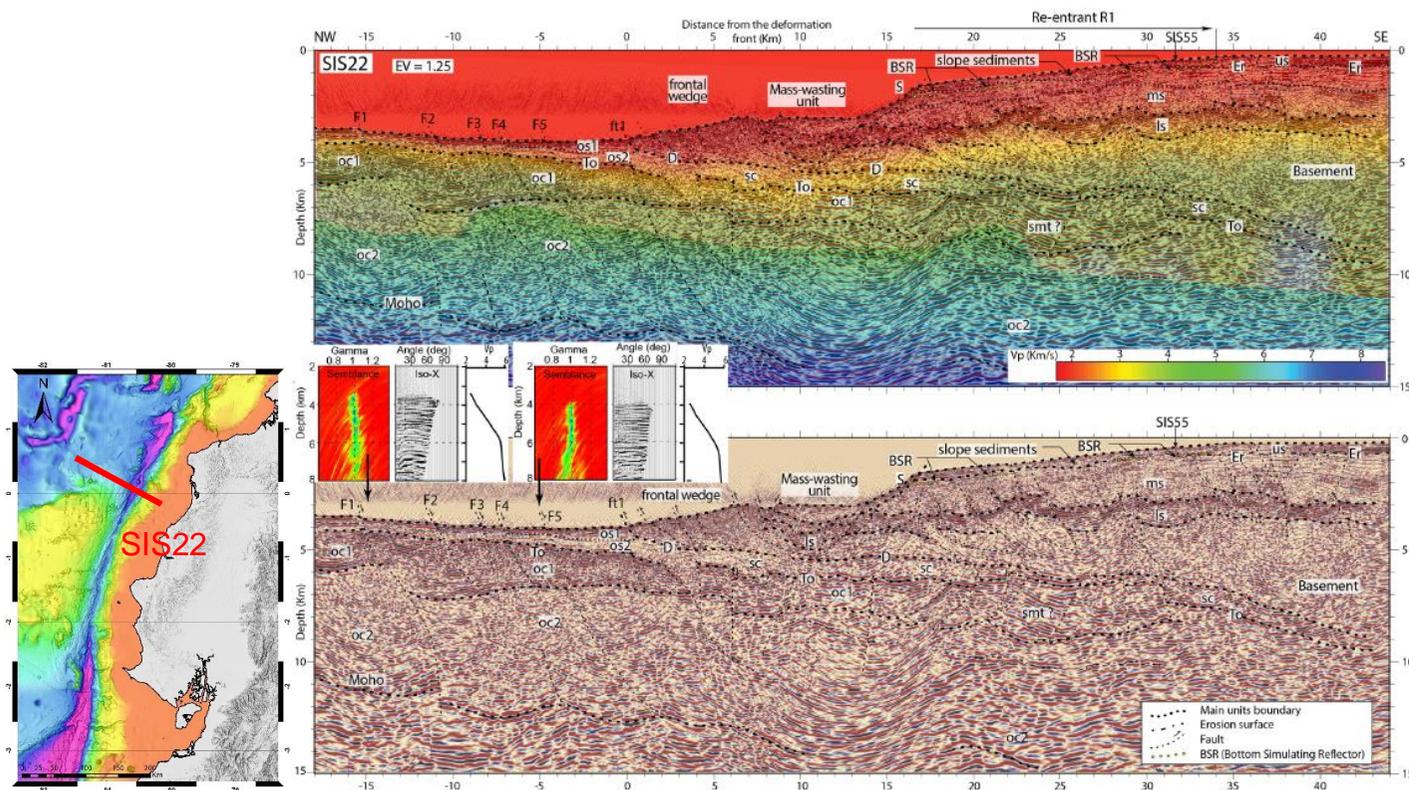


Figura 2.35 Perfil SIS22 migrado en profundidad antes del apilamiento con modelo de velocidades de ondas P superpuesto. Abajo el perfil no tiene el modelo de velocidades superpuesto. oc1 y oc2 son capas de sedimentos de la corteza, mientras que os1 y os2 son sedimentos en la fosa. Ls, ms y us son unidades sedimentarias de antearco, Er es erosión superficial, To es el tope de la corteza oceánica, D el décollement, sc el canal de subducción y smt es monte submarino.

Fuente: Marcaillou, B., Collot, J-Y., 2016.

En el perfil SIS 54 (**Figura 2.36**) observa un alto topográfico en el fondo oceánico de la placa de Nazca que corresponde al monte submarino más meridional de la cadena Atacames. Al este del perfil, en la fosa, la unidad os1 de 500 m de espesor sobreyace a la unidad os2 de 1 km de espesor, mientras que, al oeste del monte, la unidad os2 tiene 800 m (Marcaillou, y otros, 2016). Las unidades oc1 y oc2 muestran una reflectividad contrastante entre ellos y al igual que en el perfil SIS22, bajo oc2 fue interpretado el Moho (Marcaillou, y otros, 2016). Las unidades antes mencionadas están afectadas por fallas normales en los kilómetros 23.5, 20 y 16 del perfil (**Figura 2.36**).

Debajo del margen, en el perfil SIS22, el tope de la corteza oceánica (To) fue identificado hasta 40 km hacia el continente (**Figura 2.35**), donde buza con un ángulo medio de 4 a 5° (Marcaillou, y otros, 2016). Más hacia el este el To se aplana y se alza por medio de fallas que buzan hacia la fosa, aumentando el espesor del oc1 de 1.4 -1.8 km a aproximadamente 2.9 km (Marcaillou, y otros, 2016). Por encima del To se encuentra el Décollement, que presenta baja reflectividad en los primeros 10 km para luego aumentar entre 17 y 20 km y entre 32 y 42 km (**Figura 2.35**), que se ve afectado

por varias fallas del margen, especialmente bajo el prisma frontal (Marcaillou, y otros, 2016).

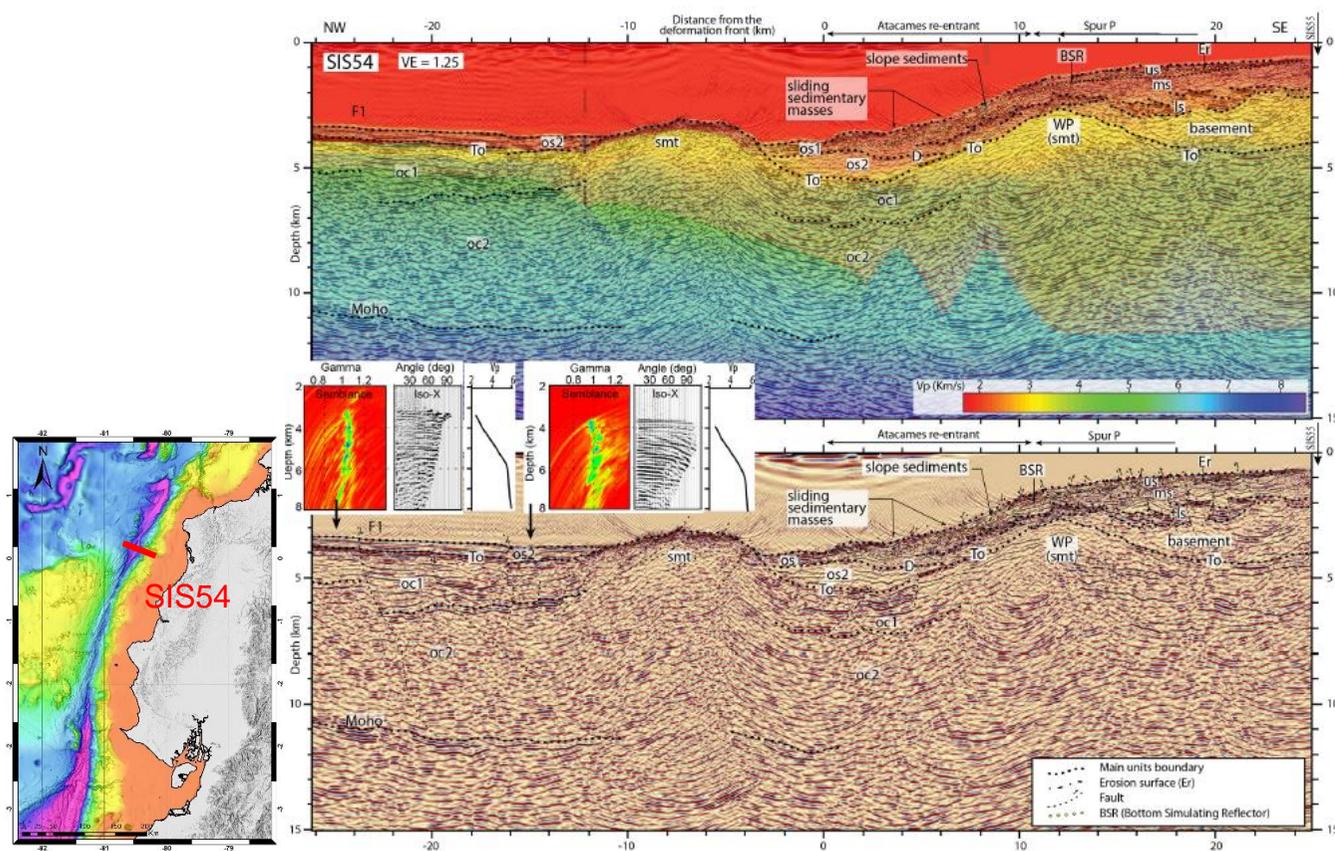


Figura 2.36 Perfil SIS54 migrado en profundidad antes del apilamiento con modelo de velocidades de ondas P. oc1 y oc2 son capas de sedimentos de la corteza, mientras que os1 y os2 son sedimentos en la fosa. Ls, ms y us son unidades sedimentarias de antearco, Er es erosión superficial, To es el tope de la corteza oceánica, D el décollement, sc el canal de subducción y smt es monte submarino.

Fuente: Marcaillou, B., Collot, J-Y., 2016.

En el perfil SIS 54, en cambio, el tope de la corteza oceánica se alza hacia el continente de 5.6 km de profundidad en la fosa a 2.7 km de profundidad a 12 km de distancia (Marcaillou, y otros, 2016). Aquí el To delinea un pico de monte submarino, puesto que debajo del pico las facies acústicas difractantes y poco estratificadas son similares al visto en el monte de la cadena Atacames y contrasta con los reflectores de la unidad oc1 (**Figura 2.36**). Las velocidades de ondas p en los montes son de 3.2-3.4 km/s en la cumbre y de 4.2-4.6 km/s en el piso, siendo similares entre sí (Marcaillou, y otros, 2016). El aplanamiento del flanco este del pico en subducción a una profundidad menor que la del flanco oeste (**Figura 2.36**) sugiere que el pico pertenece a un monte submarino de dos picos (Marcaillou, y otros, 2016). En esta línea no observaron canal de subducción (Marcaillou, y otros, 2016).

El perfil SIS 55 corta a la línea SIS 22 en el kilómetro 40.2 y termina cerca del límite este de la línea SIS 54. El tope de la corteza oceánica disminuye su profundidad hacia el norte en 3 km con un ángulo promedio de 15° en las líneas SIS22 y SIS55 (**Figura 2.37**), con lo que se observaría el flanco sur del pico sureste del monte submarino estudiado (Marcaillou, y otros,

2016). La estructura de velocidad es similar a la del pico interpretado en el perfil SIS 54. En canal de subducción interpretado disminuye su potencia (**Figura 2.37**) hacia el flanco del monte submarino al norte (Marcaillou, y otros, 2016).

Marcaillou et al. (2016) sugiere que la interpretación de las líneas anteriores implica un monte submarino en subducción de dos picos de aprox. 30 x 40 km.

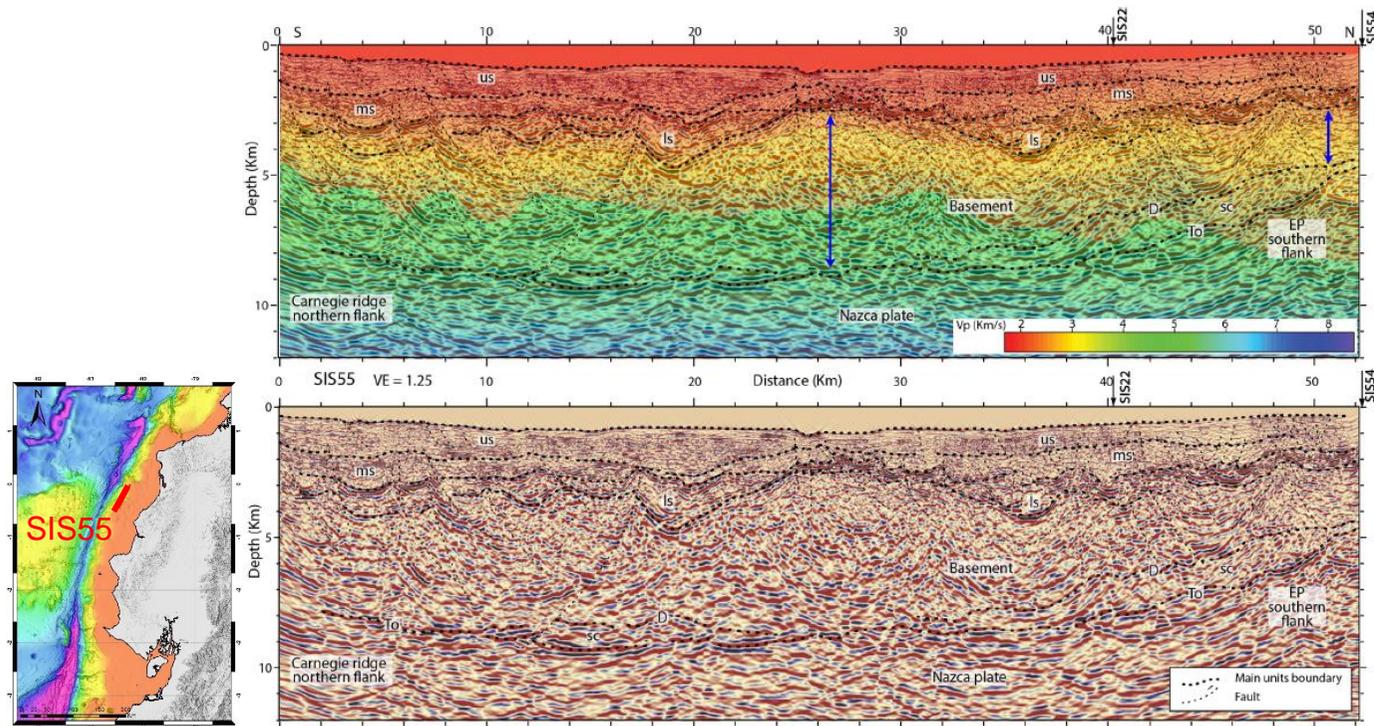


Figura 2.37 Perfil SIS55 migrado en profundidad antes del apilamiento con modelo de velocidades de ondas P. oc1 y oc2 son capas de sedimentos de la corteza, mientras que os1 y os2 son sedimentos en la fosa. Ls, ms y us son unidades sedimentarias de antearco, Er es erosión superficial, To es el tope de la corteza oceánica, D el décollement, sc el canal de subducción y smt es monte submarino.

Fuente: Marcaillou, B., Collot, J-Y., 2016

2.4. Geomorfología

Al encontrarse el área de estudio en un margen activo (Lonsdale, 1978), es necesario tomar en cuenta los diferentes rasgos geomorfológicos característicos, tanto en la parte continental, como en la plataforma y el talud. A continuación, se describen tanto la geomorfología de costa como la de la plataforma y el talud y los principales rasgos geomorfológicos que estarían asociados a la subducción de montes submarinos.

2.4.1. Generalidades de la geomorfología costera

Existen varios trabajos realizados en torno a la geomorfología de la costa ecuatoriana, y más precisamente en la cordillera costera (Deniaud, 2000; Dumont et al., 2005; Reyes, 2008). Reyes (2013) diferenció hasta catorce dominios morfoestructurales en toda la costa (**Figura 2.38**). A continuación, se describen los dominios que cubren el área de estudio:

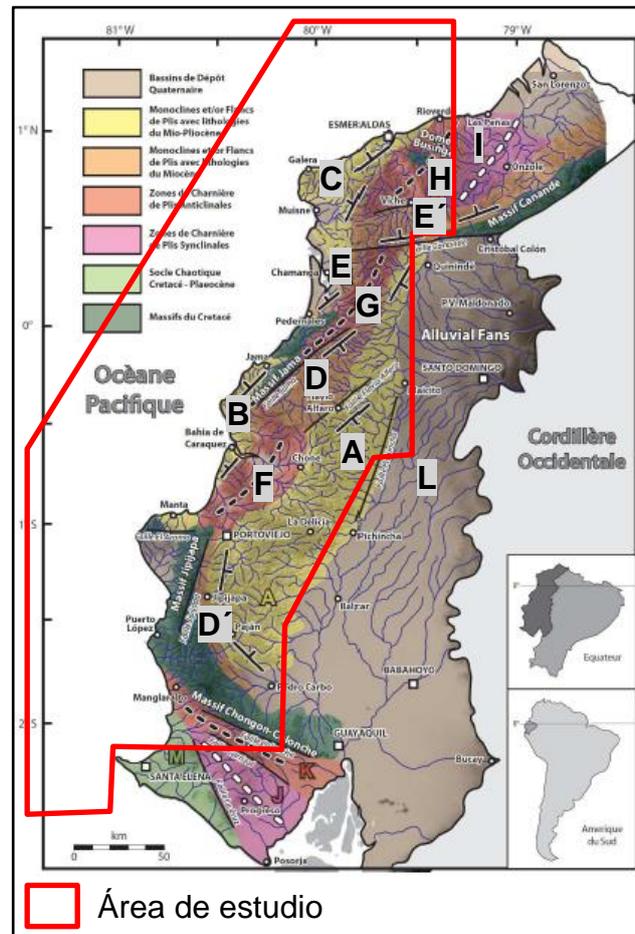


Figura 2.38 Principales dominios morfoestructurales de la cordillera costera. Se señalan las fallas principales de acuerdo con Reyes y Michaud, 2012.
Fuente: Reyes, P., 2013.

La zona o dominio A (**Figura 2.38**) es la morfoestructura más extensa de la costa y presenta una superficie en general bien conservada que buza hacia el este. La red de drenaje es muy característica, y en general los ríos fluyen a lo largo de la pendiente, hacia el este, especialmente al sur de Flavio Alfaro, donde las cuencas son subparalelas. Localmente, la pendiente

es hacia el norte en la parte sur, con una dirección casi perpendicular a la de la cordillera Chongón Colonche. La geometría de la red de drenaje sugiere que los ríos se han ido formando durante la inclinación de la zona. Esta inclinación habría empezado tras depositación de la formación Borbón de origen marino en el Pleistoceno Superior. Hacia el centro del dominio, éste limita con un anticlinal (Anticlinal Tosagua) que corresponde a la zona F, mientras que hacia el norte (cerca de Quinindé) el dominio se encuentra con una estructura en flor positiva (Reyes & Michaud, 2012) del sistema de fallas de Jama. De este modo, en esta zona, la inclinación sería la que controlaría el desarrollo del sistema fluvial (Reyes, 2013).

Al otro lado, hacia el borde costero en Manabí, se encuentra la zona B (**Figura 2.38**), que yace sobre un monoclinal en la parte sureste los montes de Jama, extendiéndose hacia el sur hasta la península de Manta. Esta morfoestructura se inclina hacia el oeste. Hacia el norte está limitado por los cerros de Jama. En cuanto a drenaje, los ríos fluyen hacia el oeste sobre la superficie. Así mismo, la geometría del drenaje, subparalelo, sugiere que los ríos se formaron junto con la inclinación de la zona, después de la depositación de la formación Borbón, igual que en la zona A (Reyes, 2013).

La zona C (**Figura 2.38**) es parte del flanco noroeste de una estructura anticlinal que corresponde a la zona E. La pendiente está dirigida hacia el noreste. Esta zona se separa de la zona B por el masivo de Jama (Reyes, 2013).

La zona D (**Figura 2.38**), en cambio, es un monoclinal simple que se desarrolla al este del masivo de Jama. La inmersión en este caso va hacia el norte y al noreste. El sistema fluvial es subparalelo y pinnado, sugiriendo que los ríos evolucionaron por basculamiento de la pendiente. Esta zona está parcialmente segmentada por el sistema de fallas de Jama. Al norte, cerca de Quinindé, este dominio es parte de un flanco de un antoclinal (zona E). Al este de la falla Jipijapa, la zona D es considerada un equivalente estratigráfico de la zona A (Reyes, 2013). De este modo, Reyes (2013) propone que una zona D' forma junto a la zona A un monoclinal.

La zona E (**Figura 2.38**), por otra parte, equivale a la zona D, pero al oeste, con una pendiente en esa dirección. Al norte de la falla Canandé, este dominio cambia su pendiente hacia el norte y noroeste. Una zona E', ubicada al norte de la falla Canandé, tiene una inmersión hacia el norte (Reyes, 2013).

Las zonas con pliegues (**Figura 2.38**) corresponden a: la zona F, un pliegue formado por rocas del mioceno; la C, cubierta en discordancia por estructuras de las zonas A y B; el monoclinal no muy definido de D, que se habría formado tras la inclinación de la zona homónima; la zona G, cuyos flancos forman un pliegue y se encuentra entre dos anticlinales (Reyes, 2013), se trataría de una estructura en flor positiva, según sugieren Reyes y Michaud (2008), y la evidencia principal sería una red de drenaje rectangular y caótica; la zona H, un anticlinal desarrollado al este del río Esmeraldas con un eje noreste que probablemente coincide con el domo de Businga; y la zona I que constituye un sinclinal que sería la continuación del anticlinal H (Reyes, 2013).

Los masivos en la zona están asociados al basamento. El primero es Chongón Colonche, de rumbo este-oeste, y se conecta con el de Jipijapa por medio de una zona deformada, aunque apunta a tener una forma rectangular. Este último se conecta con el masivo asociado a la falla El Aromo en la península de Manta. Más al norte aflora el masivo de Jama, con rumbo hacia el noroeste, seguido del masivo Canandé, de rumbo más este-oeste. Finalmente, el domo de Businga,

constituye una estructura semicircular con un drenaje semiradial que es cortado por fallas locales (Reyes, 2013).

El último dominio en la zona de estudio es el L, que corresponde a áreas planas cubiertas por depósitos cuaternarios (Reyes, 2013).

2.4.2. Generalidades de la batimetría en la plataforma y el talud

Collot et al. (2009) describe que la morfología de la fosa ecuatoriana presenta una segmentación a gran escala, debido principalmente a la Zona de Fractura de Grijalva al sur, a la cordillera de Carnegie en el centro, y al rift de Malpelo-Yaquina en el norte.

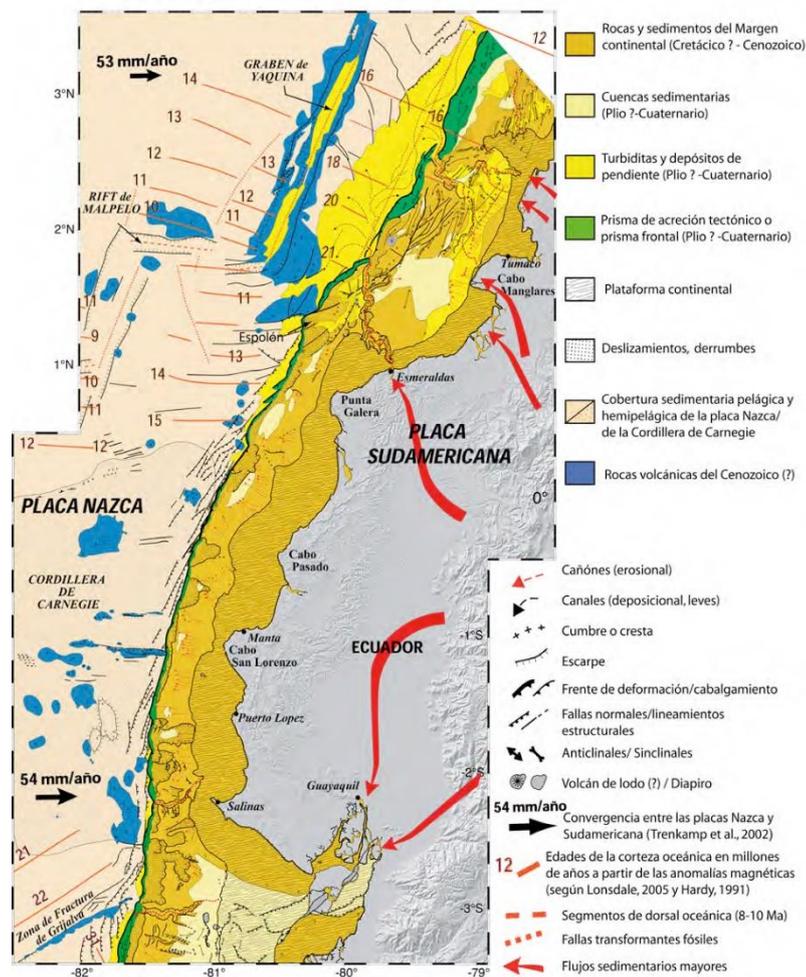


Figura 2.39 Mapa Geológico y Estructural del margen.
Fuente: Collot, J-Y., Michaud, F., 2009.

La zona de fractura de Grijalva delimita la corteza neógena relacionada con el centro de expansión Cocos-Nazca y el punto caliente de Galápagos en el sur (Lonsdale, 2005). Batimétricamente aparece como una cordillera con rumbo N60° ligeramente cóncava hacia el sur (Collot, y otros, 2009).

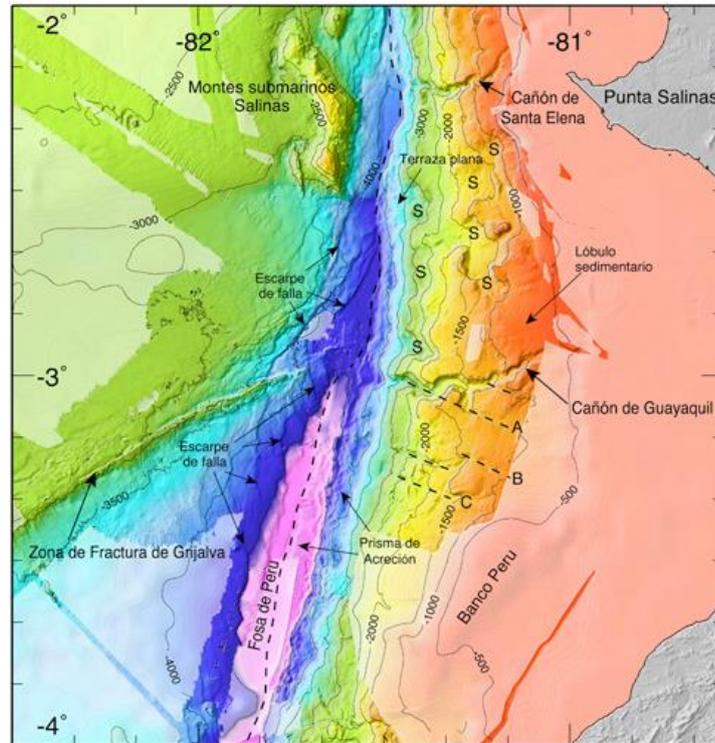


Figura 2.40 Diagrama de la batimetría con perspectiva sombreada mirando al noreste, indicando algunos rasgos morfológicos de la fosa y de la zona de fractura de Grijalva.

Fuente: Collot, J-Y., Michaud, F., 2009.

Por otro lado, en la pared exterior de la fosa, se presentan escarpes que se asocian a la flexura de la placa de Nazca en la intersección con la zona de fractura de Grijalva (Collot, y otros, 2009), cambiando su curso a lo largo de esta zona de fracturas.

Los escarpes antes mencionados tienen alturas que varían entre 50 y 100 m y direcciones que van desde N-S hasta N165°E, estos últimos al sur de la fosa (Collot, y otros, 2009).

Al oeste de Santa Elena los escarpes cambian su rumbo a N-S y frente a los montes submarinos de Atacames cambia a N22°E, N26°E y N37°E. Finalmente más al norte, cerca de Colombia, la dirección cambia a N45°E (Collot, y otros, 2009).

En cuanto a la morfología del eje de la fosa, este se orienta en dirección N14°E y alcanza 4700 m de profundidad en la parte sur, con un suelo compuesto por depósitos turbidíticos de 800 m de espesor (Lonsdale, 1978; Calahorrano, 2005). Poco antes de la intersección con el sistema de fracturas de Grijalva, la fosa tiene una topografía más ondulada, indicando depósitos de material transportado (Collot, y otros, 2009). Hacia el norte la fosa cambia su rumbo a uno N-S y se eleva discretamente, formando una serie de cuencas de fosa angostas, siendo hacia la latitud 0°20'S la parte más superficial de la fosa (2880 m) (Collot, y otros, 2009). Más hacia el norte la fosa vuelve a cambiar su rumbo, a N27°E, debido a la flexura de la placa en subducción y alcanza unos 3900 m de profundidad, en la depresión llamada Galera. Al norte de los montes submarinos de Galera, el eje gira unos grados, hasta N30°E, y se evidencia un abanico submarino profundo originado en la boca del cañón de Esmeraldas, con lo que la fosa alcanza unos 3000 m de

profundidad. Más al norte la batimetría se profundiza y alcanza unos 3900 m (Collot, y otros, 2009).

Otro rasgo distintivo de la morfología es la cordillera de Carnegie (**Figura 2.41**), que incluye un banco de unos 3000 m de profundidad de entre 100 y 150 km de ancho llamado plataforma de Carnegie (Lonsdale, 1978). Al sur de la cordillera se ubican algunos montes submarinos, entre 1°S y 2°30°S, donde una cadena de ellos de entre 10 y 25 km de ancho se alinea a aproximadamente N55°S. Frente al cañón de Santa Elena se encuentra un masivo monte submarino llamado Salinas, de unos 35 km de largo y una forma de Z, siendo sus direcciones principales N10° y N150°E. Este monte está asociado a otros tres pequeños edificios cónicos, teniendo entre ellos una dirección N170°E; algunos de estos montes están fallados o rodeados de una depresión (Collot, y otros, 2009).

La cordillera de Carnegie alcanza su cima a una profundidad de 657 m por debajo del nivel del mar, donde no hay sedimentos (Lonsdale, 1978), y está marcada por un lineamiento de dirección N85°E. Adicionalmente, se han identificado depresiones cerradas semi-circulares dispersas a través de la pendiente media, que se interpretan como resultado de procesos de disolución (Collot, y otros, 2009). Al norte de la

cordillera, ésta parece localmente empinada, mostrando una geometría de escalera que sugiere la presencia de bloques corticales inclinados subyacentes (Collot, y otros, 2009).

Al norte de Carnegie, la placa de Nazca está cortada por segmentos extintos del rift Malpelo, que a su vez está desplazado por zonas de fractura con orientación NNE (Hey, 1977), como el graben de Yaquina. El graben de yaquina ha sido interpretado como una falla transformante que separa corteza miocénica, con anomalías magnéticas orientadas aproximadamente E-W y grano oceánico primario (Lonsdale y Klitgord, 1978; Hardy, 1991). Morfológicamente presenta depresiones o artesas. El graben de Yaquina consiste en dos depresiones con fondos planos limitados por escarpes bastante inclinados (35° a 47°) de cerca de 3000 m de alto. La depresión sur alcanza 4300 m de profundidad y la norte unos 4900 m. Un alto de 3900 m de profundidad, dividido en tres cordilleras alargadas y paralelas a la fosa, separa las dos depresiones (Collot, y otros, 2009).

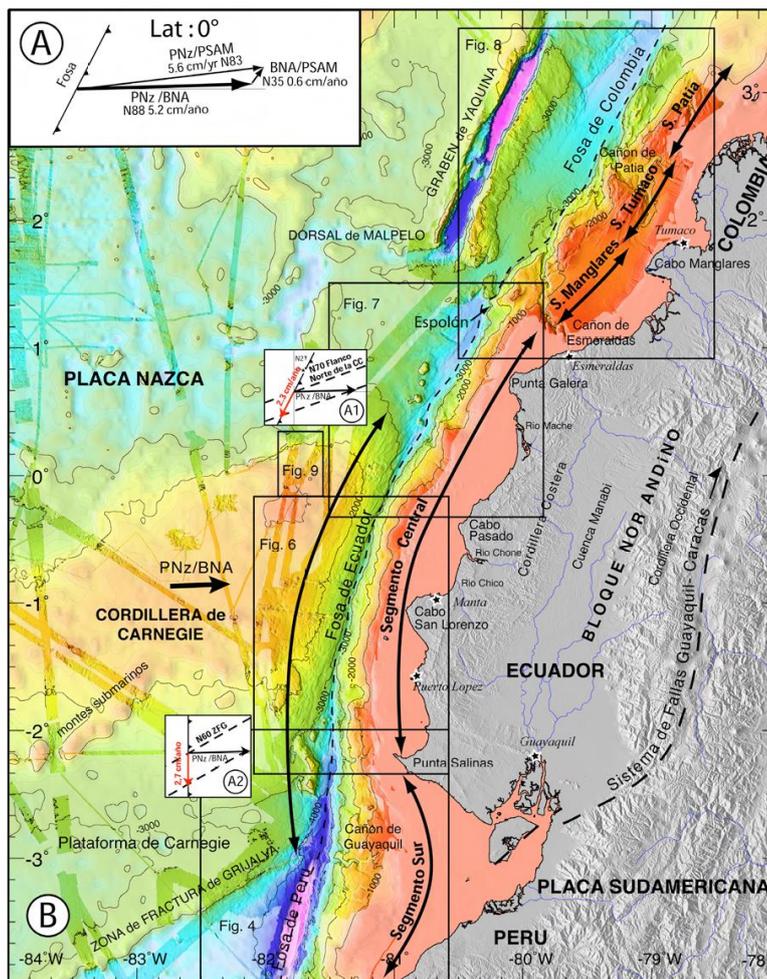


Figura 2.41 Batimetría a intervalos de 200 m y topografía de la zona de subducción de Ecuador y el sur de Colombia (Michaud et al, 2006).

Fuente: Collot, J-Y., Michaud, F., 2009.

En cuanto al margen ecuatoriano, este está segmentado y se lo puede dividir en tres segmentos de acuerdo con estructuras internas de velocidad (Gailler et al., 2007), a variaciones de la distancia fosa-línea de costa y cambios remarcables de las morfo-estructuras a lo largo del margen (Collot, y otros, 2009). Dos de estos segmentos están delineados por cambios en el

ancho de la plataforma, asociados a cambios estructurales de la pared interna de la fosa. De este modo, el primer segmento está asociado al golfo de Guayaquil y el segundo va desde Punta Salinas hasta la plataforma Esmeraldas al norte de Punta Galera. En este último punto se presenta el segundo límite, que se caracteriza por una espuela en la pendiente inferior del margen y el curso superior del cañón de Esmeraldas. Más al norte de aquí se han reconocido otros tres segmentos, más pequeños, con base en cambios morfoestructurales del margen y por las zonas de ruptura de grandes terremotos. Estos segmentos son: Manglares, Tumaco y Patia (Collot, y otros, 2004), (Marcaillou et al., 2006).

El último rasgo del margen lo compone la plataforma continental, que va desde la línea de costa hasta el talud continental. En la línea de costa sobresalen de sur a norte destacan cuatro penínsulas: Punta Salinas, Cabo San Lorenzo, Punta Galera y Cabo Manglares. En torno a las bahías, la plataforma tiene entre 40 y 50 km de ancho y alcanza un máximo de 100 km en el Golfo de Guayaquil. La plataforma en su mayoría está sobreyacida por depósitos sedimentarios de potencias kilométricas correspondientes a prolongación de cuencas del continente o cuencas locales como la del Golfo de Guayaquil,

Valdivia y Manta-Bahía (Deniaud, 2000). El quiebre de la plataforma suele encontrarse en torno a los 150 a 200 m de profundidad, y es cortado localmente por anfiteatros o cabezas de cañones (Collot, y otros, 2009).

2.4.3. Descripción general del talud continental

Collot et al. (2009) divide al margen, de acuerdo los caracteres morfológicos y profundidades, en tres zonas: superior, medio e inferior (**Figura 2.41**).

En el segmento sur del margen se delimita una reentrante de unos 70 km de largo, que sufre una incisión cerca de su límite norte, debido al cañón de Santa Elena, seguida de otra incisión debido al cañón de Guayaquil y termina hacia el sur con el banco Perú. En la parte superior del talud, el pendiente está entre 1.4° y 1.6° hacia la fosa y alcanza hasta 3.2° al sur del cañón de Santa Elena. La sísmica multicanal de gran penetración de la campaña Sisteur señala un espesor sedimentario de al menos 1 km sobre la pendiente en la parte central de este segmento (Calahorrano, 2005). En las partes media e inferior del talud varía tanto al norte como al sur del cañón de Guayaquil. De este modo, los cañones (**Figura 2.40**), tanto el de Guayaquil como el de Santa Elena, cortan el talud (hasta 1000 m), alcanzando profundidades de hasta 2500 m.

Entre estos cañones la pendiente es de entre 3.5 y 3.8° y el talud es más rugoso que en la parte superior, señalando un suelo marino extremadamente perturbado (Collot, y otros, 2009). Al sur del cañón de Santa Elena el talud medio es afectado por un escarpe de deslizamiento que socava hasta el talud superior y alcanza al shelfbreak. Por otra parte, al sur del cañón de Guayaquil, el talud se encuentra menos perturbado y se encuentra un cañón tributario y dos cañones de talud con segmentos lineales de rumbo oeste-noroeste que sugieren un control estructural (Collot, y otros, 2009). Sísmica de reflexión indica que estos lineamientos corresponden a fallas normales cuya extensión es norte-noreste (Calahorrano, 2005). El talud inferior, específicamente, presenta pendientes entre 5.7 y 9.3° y en él se presentan algunos escarpes de deslizamientos semicirculares o alargados que cortan el talud inferior (Collot, y otros, 2009).

En el segmento central del margen el talud tiene un ancho entre 25 y 50 km y su dirección varía de NS a NE de forma progresiva. En la parte sur, con dirección NS, el talud es rugoso (Sage, Collot, & Ranero, 2006) y presenta una entrante de unos 15 km de ancho y 35 km de largo. En el talud medio e inferior se aprecian numerosos escarpes de cientos de metros, con

pendientes mayores a 20° , montículos aislados y varias geoformas onduladas (Collot, y otros, 2009). Al sur de la entrante existe una pequeña cordillera de dirección NS, deforma el talud y se alza unos 100 m del suelo oceánico circundante. Al sur de esta cordillera se encuentran varios escarpes arqueados de unos 100-200 m de alto que revelan fallas normales lístricas y escarpes de deslizamiento que afectan al talud medio y superior. Todas las características de esta zona señalan un margen muy inestable y que ha sido afectado por perturbaciones tectónicas (Collot, y otros, 2009).

Más al norte, entre $1^\circ 35'S$ y 0° el talud es mucho más liso que en la zona anterior. Allí el talud superior muestra topografías planas que sobresalen hacia el mar con pendientes de unos 6° , que se alternan con depresiones amplias y lisas donde se evidencian redes de cauces. Más al norte, se encuentra un cañón de dirección SW que circunvala un promontorio de unos 500 m de profundidad que constituye parte de la pendiente superior. Delante del segmento más somero de la fosa se observa una estructura denticular en el talud superior, de unos 10 km de ancho y se presenta como un alto topográfico que estaría asociado con un gran escarpe de deslizamiento

causado por la subducción de un extremo de la cordillera de Carnegie.

2.4.4. Deslizamientos submarinos en el talud continental

Ratzov et al. (2007) caracterizaron varios escarpes de deslizamientos en la parte norte del talud continental ecuatoriano. Identificaron escarpes y montículos producto del deslizamiento en torno al cañón de Esmeraldas, atribuyéndole un posible control tectónico por la presencia de fallas junto a los escarpes. Más al sur identificaron escarpes semicirculares que fueron atribuidos a la posible entrada de montes submarinos, mientras que otros escarpes más lineales fueron atribuidos a deslizamientos por desestabilización del talud (**Figura 2.42**).

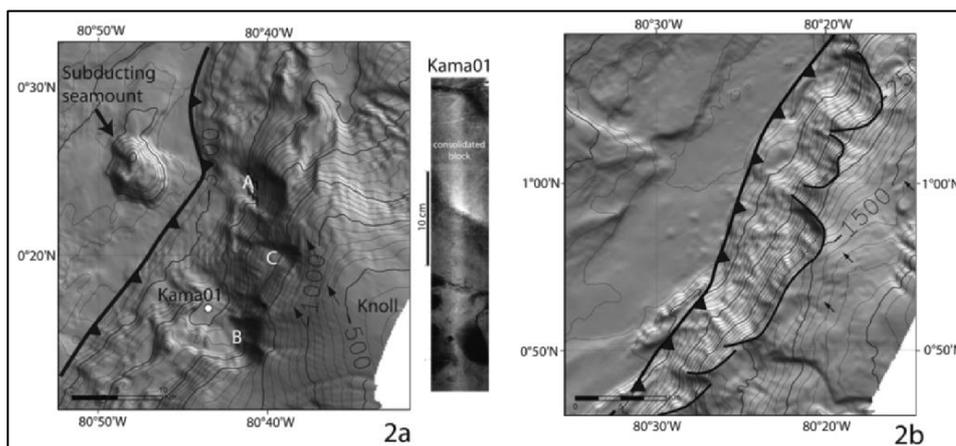


Figura 2.42 Escarpes lineales y semicirculares con algunos lineamientos hacia el noroeste y un levantamiento detrás de

los escarpes que indicaría los montes en subducción.
Fuente: Ratzov, G., 2007.

2.5. Geodinámica

2.5.1. Descripción general de las principales fallas de la costa

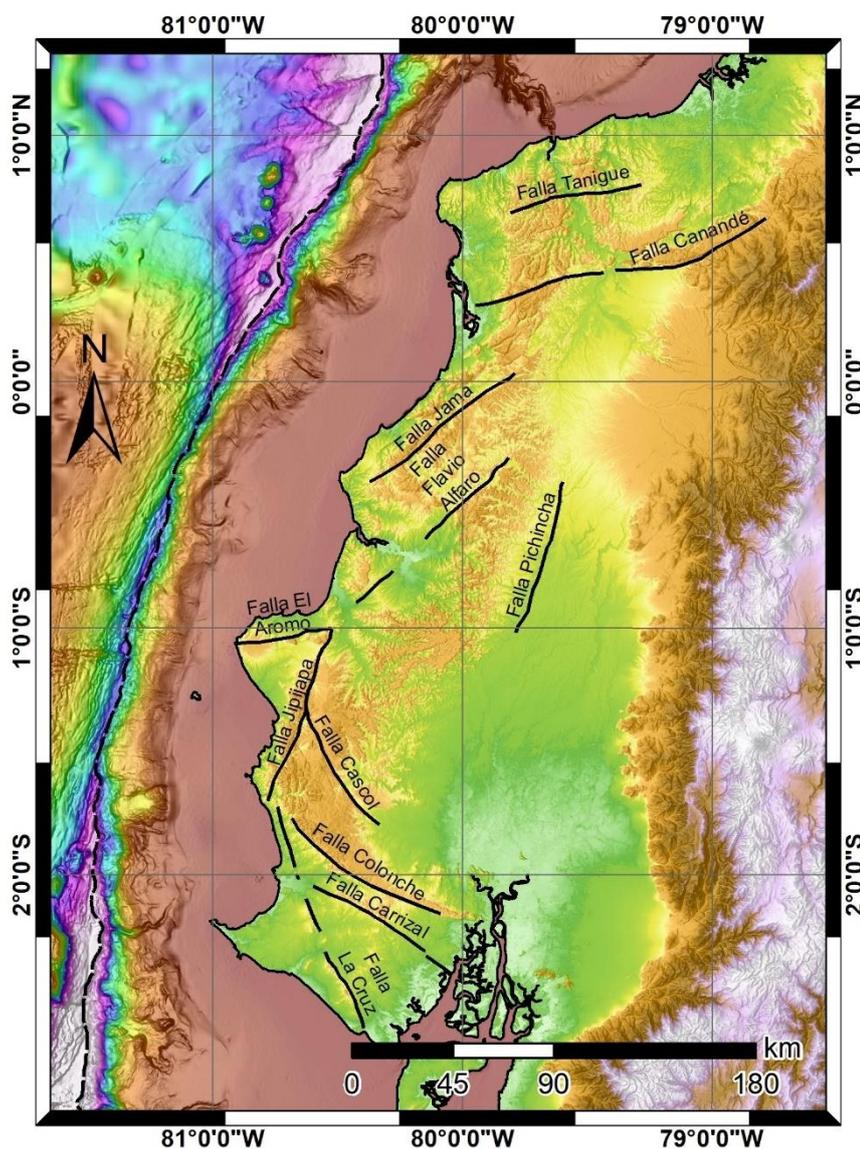


Figura 2.43 Principales fallas en la costa ecuatoriana según Reyes & Michaud (2012).
Fuente: Torres, M., 2017.

Falla Manglares (Mataje)

La falla Mataje es descrita por Santana & Dumont (2002) como una falla que sigue el curso del río Mataje y que limita la parte sur del cabo Manglares, separando las partes altas al norte de las partes bajas al sur (**Figura 2.44**). Tiene un azimut aproximado de N129°. Collot et al. (2004) definieron a una falla inversa de alto ángulo observada en la línea sísmica SIS24 como la continuación de la falla Mataje hacia el mar, sin embargo, a esta le dieron el nombre de falla Manglares, por el Cabo de donde se la proyectó.

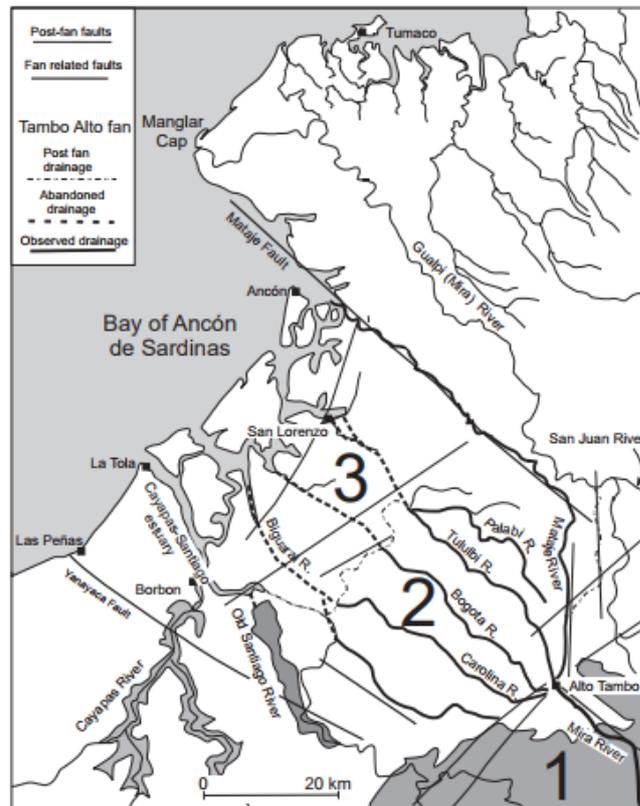


Figura 2.44 Mapa del sector de San Lorenzo donde se muestran las principales fallas, incluida la falla Mataje.

Fuente: Dumont, J.F., Santana, E., 2006.

Sistema de Fallas de Jama

Reyes (2008) identificó varias fallas orientadas en dirección NE-SW que pueden distinguirse hasta el río Esmeraldas (**Figura 2.43**). Una de estas fallas se observa al norte de Quinindé, donde el curso del río Esmeraldas es desviado. Así mismo, otro segmento está localizado al oeste de Quinindé. Hernández (2012) señala, mediante gravimetría de anomalías simples de

Bouguer (Feininger, 1977), la presencia de anomalías positivas elongadas en la dirección del sistema de fallas de Jama (NE-SW), y justo debajo de éstas, la naturaleza oceánica de la formación Piñón.

Dentro del sistema, la falla Cañaveral ha sido catalogada por Egeuz et al. (2003) como la responsable del levantamiento de rocas del basamento (Piñón) y la formación de la cordillera costera. Según estos autores su longitud es de 137.7 km y su rumbo promedio es N37°E. Esta se divide en cuatro segmentos:

Segmento norte: Tiene una longitud de 37.5 km, un rumbo N31°E y un buzamiento hacia el oeste. Su movimiento es inverso con componente dextral (Egeuz, y otros, 2003).

Segmento central: Tiene una longitud de 34.2 km y un rumbo promedio de N53°E. Buza hacia el sureste y su movimiento es transtensional, con componentes dextral y normal (Egeuz, y otros, 2003).

Segmento Jama: Tiene una longitud de 46.7 km y un rumbo promedio de N37°E (Egeuz, y otros, 2003).

Segmento San Isidro: Tiene una longitud de 15.1 km, un rumbo N18°E y buzamiento hacia el oeste. Su movimiento

es normal con componente dextral. A lo largo de Estero Hondo afecta a terrazas cuaternarias que muestran desplazamientos métricos (Eguez, y otros, 2003).

Hacia el mar, Hernández (2012) demostró que el sistema de fallas de Jama continuaba hacia el mar, hecho que fue planteado inicialmente por Collot et al. (2004). En esta zona el sistema ha dado lugar a la formación de una cuenca pull-apart que Hernández (2014) denomina cuenca de Jama.

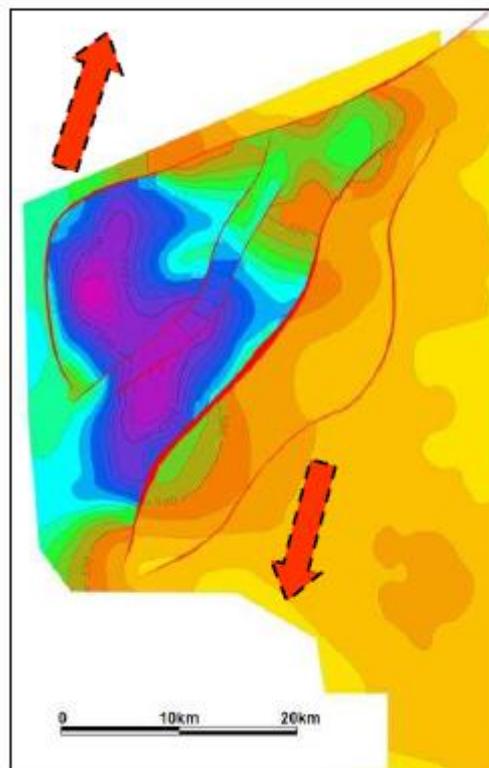


Figura 2.45 Mapa de la cuenca pull apart formada por el sistema de fallas de Jama.

Fuente: Hernández, M.J., 2012.

Falla Esmeraldas

De acuerdo con la base de datos de fallas cuaternarias (Eguez, y otros, 2003), la falla Esmeraldas controla el curso del río Esmeraldas en su tramo final (**Figura 2.46**). Dentro de la base de datos señala se menciona que anteriormente se le consideró a la falla Esmeraldas una estructura mayor que cortaba la cadena andina. Su longitud se estima en 58.4 km y su rumbo promedio es de N26°W (Eguez, y otros, 2003). Se divide en dos segmentos:

Segmento Norte: Tiene una longitud aproximada de 21.3 km y un rumbo de N34°W. Se desconoce el sentido de su movimiento (Eguez, y otros, 2003).

Segmento Sur: Tiene una longitud aproximada de 41.1 km, un rumbo de N22°W y un buzamiento al este. Su movimiento es transpresional con probables movimientos sinestrales con componente inversa (Eguez, y otros, 2003).

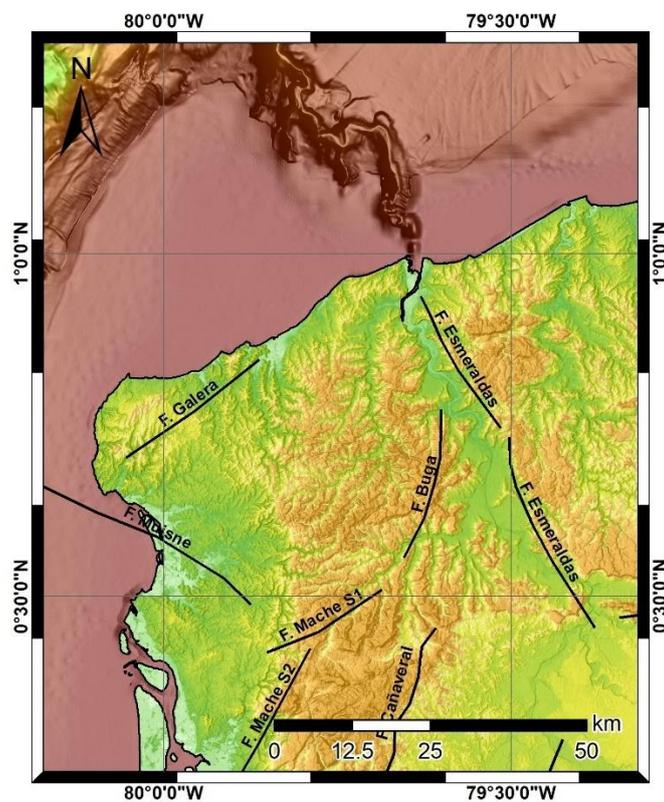


Figura 2.46 Mapa del noroeste de la provincia de Esmeraldas donde se indica los dos segmentos de la falla Esmeraldas. Modificado de Eguez et al. (2003).

Fuente: Torres, M., 2017.

2.5.2. Sismicidad de la Zona Esmeraldas – Manabí:

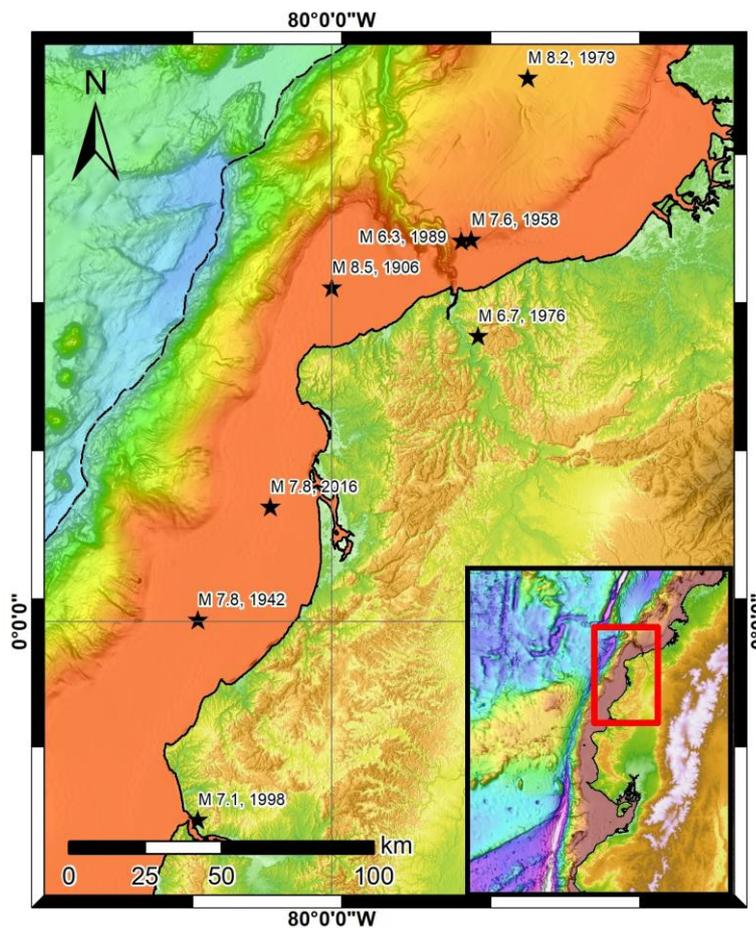


Figura 2.47 Mapa indicando la ubicación de los terremotos con magnitud mayor a 7.5 en el área de Esmeraldas y norte de Manabí. Epicentros según IGEPN.

Fuente: Torres, M., 2017.

Al norte de Ecuador han ocurrido cinco terremotos de magnitudes mayores a 7.5 Mw desde inicios del siglo XX. Cada uno se describe brevemente a continuación:

Terremoto de 1906:

Este evento ocurrió al noreste de Esmeraldas (Ver Figura 2.47), el 31 de enero de 1906, a las 10:36:10 (UTC -5), en la latitud 0.955°N y longitud 79.369°W y a 20 km de profundidad (USGS, 2017), con una magnitud de M_w 8.8 y con una zona de ruptura de aproximadamente 500 km de longitud en dirección NE (Kelleher, 1972) (Kanamori & Given, 1981); aunque según Okal (1992) la magnitud sería menor a M_w 8.5 y de acuerdo a la propuesta de Yoshimoto et al. (2017) sería M_w 8.4. Hubo tres sismos precursores a las 9:06, 9:25 y 9:40 a.m. (UTC -5) (USGS, 2017). Además, como consecuencia del evento, minutos después se produjo un tsunami frente a las costas de Río Verde (Esmeraldas), hacia el norte, matando entre 1000 y 1500 personas (Rudolph & Szirtes, 1991). Este tsunami también alcanzó Bahía de Caráquez, donde la ola alcanzó entre 80 y 100 cm, dejando en ruinas pueblos y plantaciones (Soloviev & Go, 1984); (Rudolph & Szirtes, 1991).

Terremoto de 1942:

Este evento fue de menor magnitud y su zona de ruptura abarcó parte de la del anterior. Ocurrió el 13 de mayo de 1942 a las 21:13:27 (UTC -5), en la longitud 80.39°W y latitud 0.01°S

(IGEPN) (Ver Figura 2.47). Su magnitud fue de 7.8 Mw, una longitud de la zona de ruptura de 200 km, y a una profundidad de 19.7 km), cerca de la cordillera submarina en subducción de Carnegie (Kanamori & McNally, 1982), (Mendoza & Dewey, 1984), (Swenson & Beck, 1996). Según Collot et al. (2004), el sistema de fallas Jama-Quinindé divide el margen oblicuamente y habría constituido el límite sur de las zonas de ruptura de los terremotos de 1906 y 1942. Aunque no se reportaron tsunamis a distancias telesísmicas para este evento, el tamaño del área de réplicas determinadas por Kelleher (1972) sugiere que este evento tiene el mismo tamaño que el de 1958. El sentido del movimiento es inverso.

Terremoto de 1958:

Este terremoto ocurrió el 19 de enero de 1958, a las 9:07:28 (UTC -5) en la latitud 1.14°N y latitud 79.59°W (Ver Figura 2.47) y tuvo una magnitud de 7.8 Mw, a una profundidad de 29.8 km (IGEPN) y una longitud de zona de ruptura de 50 km, siendo la asperidad que lo ocasionó de cerca de 25 km (Beck & Ruff, 1984), (Mendoza & Dewey, 1984). El posterior tsunami provocó olas de 2 a 5.9 m, ocasionando que una embarcación casi se hunda frente a Esmeraldas y la muerte de 4 personas (INOCAR, 2014). Pese a la falta de réplicas en las inmediaciones de la

fosa, una fuerte actividad sísmica en el límite entre las zonas de ruptura de los eventos de 1958 y 1979 (Mendoza y Dewey, 1984). Según Collot et al. (2004) el límite hacia el mar de la zona de ruptura se estuvo asociado con una splay fault observada en la línea SIS44 de la campaña Sisteur. Esta falla habría acomodado el deslizamiento elástico cosísmico, y produjo la deformación del piso oceánico que originó el tsunami posterior al evento. Además, según los mismos autores, estarían involucrados altos geomorfológicos como pequeños montes submarinos o horst oceánicos, que se extienden entre la fosa y el rift de Malpelo, sugiriendo la subducción de pequeños altos debajo del margen afectado por la zona de ruptura de 1958 (Collot, y otros, 2004). El sentido del movimiento es inverso.

Terremoto en Esmeraldas de 1976:

Este evento ocurrió el 9 de abril de 1976, a las 2:08:47 (UTC - 5), al sureste de la ciudad de Esmeraldas en la longitud 79.567°W y latitud 0.85°N (Ver Figura 2.47), a 17 km de profundidad. Su magnitud fue de 6.6 Mw (IGEPN). Fuentes preliminares sugerían una magnitud entre 6.7 y 7 en la escala de Richter por observatorios estadounidenses. Hubo al menos 8 muertos y 46 personas heridas. Algunos reportes de radio indicaban que al menos el 25% de Esmeraldas quedó destruida,

mientras otros indicaban que tres edificios colapsaron y otros fueron severamente dañados (Chicago Tribune, 1976). El sentido del movimiento es inverso (USGS, 2017).

Terremoto de 1979:

Este evento ocurrió el 12 de diciembre de 1979 a las 2:59:03 (UTC -5), frente a la frontera entre Esmeraldas y Ecuador, con una magnitud de 8.1 Mw y a una profundidad de 37.5 km (IGEPN). Se localizó en la latitud 1.62°N y longitud 79.42°W (**Figura 2.47**). La zona de ruptura tuvo una dirección N40°E (Kanamori & Given, 1981); (Kanamori & McNally, 1982); (Mendoza & Dewey, 1984); (Engdahl & Villaseñor, 2002). Este evento fue reconocido como un terremoto de subducción. Este terremoto empezó con el vencimiento de la barrera que limitó la ruptura de 1958, y el hipocentro del evento principal está ubicado en el límite entre las zonas de réplicas de 1958 y 1979 (Mendoza & Dewey, 1984). Este terremoto tuvo menos réplicas que los eventos de 1958 y 1942, lo que implicaría que la zona de subducción se encontraba bajo menores esfuerzos o menor tasa de esfuerzos (McGarr, 1976), (Mendoza & Dewey, 1984).

Para calcular el desplazamiento en este evento, Beck y Ruff (1984) asumieron una falla rectangular (dividida en tres

segmentos) con un ancho uniforme de 100 km, un módulo de cizalla de 5×10^{10} N/m² y usando la ecuación teórica de momento sísmico ($M_0 = \mu \cdot D \cdot A$). De este modo, la zona de ruptura consiste en tres segmentos de sur a norte, cuyos desplazamientos fueron de 1.75 m, 5.9 m y de 1 a 2m. Ellos concluyeron que la asperidad que se rompió en el segmento central estuvo atascada entre los terremotos de 1906 y 1979.

En el tsunami que hubo tras el terremoto, según los registros de mareas de Esmeraldas, hubo de tres a cuatro olas. Al momento del sismo la marea estaba en su nivel más bajo, lo que de alguna forma redujo los posibles daños del tsunami (INOCAR, 2014).

Terremoto de 1989:

Este evento ocurrió diez años más tarde, cerca de la ciudad de Esmeraldas. Ocurrió el 25 de junio de 1989 a las 15:37:32 (UTC -5), en la longitud 79.584°W y latitud 1.135°N (**Figura 2.47**), a una profundidad de 15.1 km y con una magnitud de 6.3 Mw (USGS). El sentido de su movimiento fue inverso.

Terremoto de Bahía 1998:

Este evento ocurrió en las cercanías de Bahía de Caráquez, el 4 de agosto de 1998 a las 13:59:20 (UTC -5), en la latitud 0.495°S y longitud 80.663°W (IGEPN) (**Figura 2.47**). Se dio a 34.6 km de profundidad y con un sentido de movimiento inverso y una magnitud de 7.2 Mw (USGS). Según el catálogo de CMT, el evento tuvo dos precursores de Mw=5.4 y 5.7, alertando a la población antes del evento principal. A pesar de todo, no hubo tsunami, aunque el mar retrocedió 30 min después del terremoto (Segovia, 2001). Además, según Font et al., (2013) este y otros dos eventos anteriores en esta región, en 1886 y 1956 con magnitudes mayores a 7, estarían relacionados con una pequeña asperidad local de fuerte acoplamiento intersísmico, mientras que el resto de la región se comporta más asísmicamente gracias al arrastre constante o a eventos de deslizamientos lentos. El evento ocurrió a cuatro días de luna llena (United States Naval Observatory, 2017).

Terremoto de 2016:

Este es el evento de gran magnitud más reciente en el margen ecuatoriano. Ocurrió el 16 de abril de 2016, a las 18:58:36 (UTC -5) en las inmediaciones de Muisne, en la longitud 79.922°W y latitud 0.382°N (USGS) (Ver Figura 2.47), a una profundidad de 20.6 km. Su magnitud fue de 7.8 Mw según USGS y el sentido

de su movimiento fue inverso, siendo un terremoto subducción de acuerdo con la misma fuente. La zona de ruptura tuvo cerca de 100 km de largo en la interfase según Nocquet et al. (2016). Además, hubo un desplazamiento de uno a seis metros a lo largo de una franja estrecha de 40 km con rumbo norte-sur en la interfase, entre los 15 y 30 km de profundidad (Nocquet, y otros, 2016). De acuerdo con el modelo de estos autores, el desplazamiento vertical fue pequeño hacia el mar (offshore), lo cual es consistente con la ausencia de un tsunami notable.

Por otro lado, Nocquet et al. (2016) proponen que tras la liberación de un momento lento durante los primeros 5 s del evento, la ruptura se propagó a una velocidad de 2.3 km s^{-1} e involucró la ruptura sucesiva de otras dos asperidades adyacentes. La segunda asperidad fue de $40 \times 40 \text{ km}^2$ y se rompió en un corto tiempo, cerca de 10 s, con un desplazamiento que excedió los 5 m, contribuyendo con más de la mitad del momento liberado (Segunda asperidad = $2.8 \times 10^{20} \text{ Nm}$, $M_w=7.6$, Momento total = $5.4 \times 10^{20} \text{ Nm}$, $M_w=7.8$). Esta segunda ruptura, ubicada cerca de la costa, explicaría los fuertes daños en Canoa y Pedernales. Adicionalmente, la direccionalidad de la ruptura hacia el sur explicaría los fuertes daños en Portoviejo y Manta (Nocquet, y otros, 2016).

2.5.3. Sismicidad de la Zona Santa Elena – El Oro:

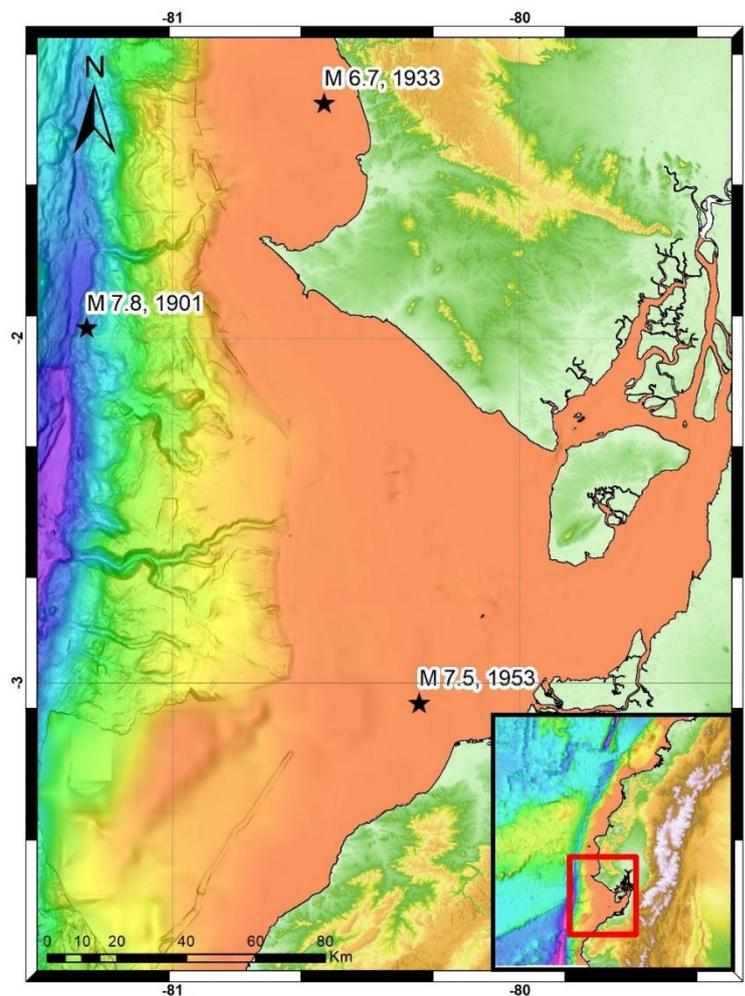


Figura 2.48 Mapa con los principales terremotos producidos el siglo pasado en el sur del margen ecuatoriano.

Fuente: Torres, M., 2017.

Terremoto de 1901:

Este evento ocurrió el 6 de enero de 1901, a las 19:29 (UTC - 5), en el golfo de Guayaquil (**Figura 2.48**), con una magnitud de 7.8 Mw. Su epicentro no ha sido determinado con precisión por la antigüedad, pero se aproxima a longitud 81.41°W y latitud 2.42°S (Catálogo CERESIS).

Terremoto de 1933:

Este evento ocurrió cerca de las costas de Santa Elena, el 2 de octubre de 1933, a las 10:29:27 (UTC -5), en la longitud 80.846°W y latitud 1.834°S (Ver Figura 2.48) a una profundidad de 15 km y tuvo una magnitud de 6.7 Mw (USGS). En este evento ocurrió un posterior tsunami con alturas de 2 a 2.5 m, que perpetró las costas como inundación y no como oleaje turbulento en el borde costero de Santa Elena (Arreaga & Ortiz, 2002); (Espinoza, 1992). En La Libertad se produjeron fuertes oscilaciones del nivel del mar, inmediatamente después del terremoto. En Salinas el mar se retiró después del sismo, a las 10:30, para luego elevarse al nivel de la marea alta a aproximadamente una hora más tarde (cuando la bajamar había sido a las 10:00) y luego el nivel regresó a bajamar a las 12:00, para luego elevarse nuevamente a las 14:00. Con ello,

se dedujo que el origen del tsunami fue cercano, pues en 3.5 horas el mar realizó oscilaciones que normalmente haría en 10 horas (INOCAR, 2014).

Terremoto de 1953:

Finalmente, este evento ocurrió frente a las costas peruanas, al norte de ese país el 12 de diciembre de 1953, a las 12:31:25 (UTC -5) con una magnitud de 7.5 Mw según el catálogo PAGER-CAT de USGS (2008). Su epicentro fue en la longitud 80.6°W y latitud 3.4°S (Ver Figura 2.48), y su hipocentro a 30 km de profundidad, según del catálogo de NOAA. Según esta fuente, hubo seis muertes y cientos de casas destruidas. Según documentación recogida por INOCAR (2014), se produjeron oscilaciones de 20 cm aproximadamente, indicando que las ondas no fueron destructivas y que el tsunami fue de origen cercano para La Libertad.

2.5.4. Sismos Lentos

Los sismos lentos son eventos que se inician dentro o cerca de zonas sismogénicas, pero van acompañados de una actividad

sísmica peculiar denominada temblores no volcánicos (Non-volcanic tremor) (Rogers and Dragert, 2003). Estos difieren de la clásica sismicidad por su larga duración y ausencia de claros arribos de ondas. No se ha registrado que un sismo lento desencadene grandes terremotos, aunque se ha propuesto que el terremoto de Tohoku de 2011 fue precedido por un sismo lento (Kato et al., 2012).

En Ecuador, Vallée et al., (2013) documentó un sismo lento de una semana de duración con una magnitud equivalente a 6.0-6.3, el cual ocurrió en agosto de 2010 debajo de Isla de La Plata. Según análisis de estos autores sobre los datos de GPS el sismo ocurrió a 10 km de profundidad, dentro de la parte hacia el buzamiento de una parte somera (menor a 15 km), aislada y con alto acoplamiento en la interfase de la zona de subducción. Ello además, observaron que durante el evento, la sismicidad fue aumentando progresivamente, dando lugar a 750 sismos, siendo 50 de ellos de magnitud entre 1.8 y 4.1. Pese a ello, según las estimaciones de GPS, la energía liberada por estos pequeños sismos correspondería al 0.2 % del momento total estimado según el desplazamiento medido en GPS (Vallée, y otros, 2013).

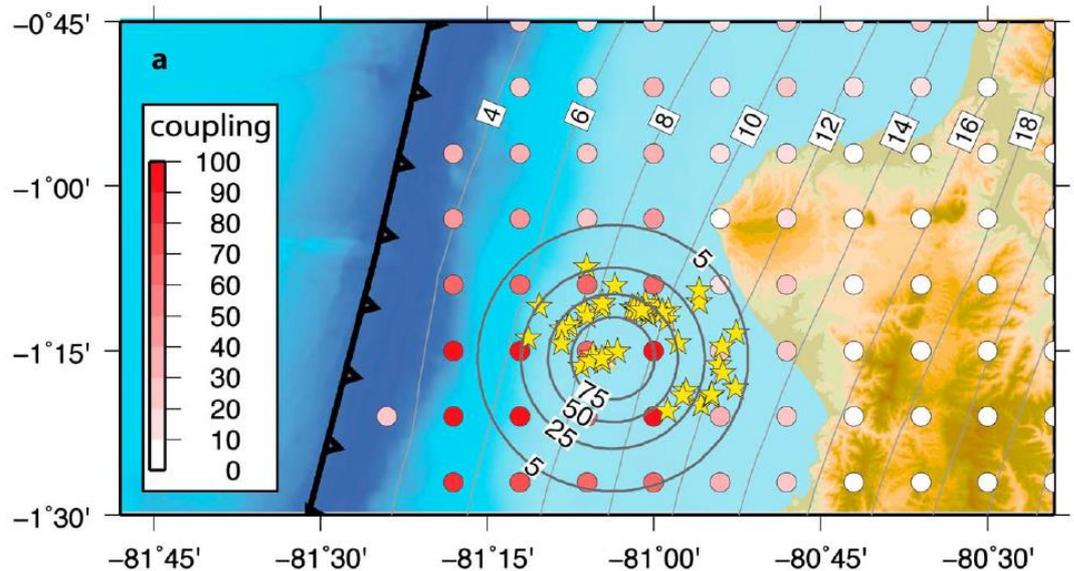


Figura 2.49 Vista de uno de los modelos de sismo lento propuesto por Vallée et al., (2013). En él se denotan los epicentros de los sismos durante el evento (estrellas amarillas). Las líneas de contorno indican isovalores de desplazamiento. Se muestra además la interfase de subducción. En este caso el modelo es para límite superior del evento.

Fuente: Vallée, M., Nocquet, J-M., 2013.

Nocquet et al. (2016) utilizaron una red GPS que tiene datos desde 2008 hasta 2016, tiempo en que observaron 6 registros de eventos de deslizamiento lento. Los eventos más grandes han sido el de 2010 y otro que ocurrió en 2013, cerca de Isla de la Plata, con duraciones de varios días y momentos equivalentes a magnitud mayor a 6 (Nocquet et al., 2016). También se han registrado eventos de mayor duración más al

norte, en el área de la zona de ruptura del terremoto de 1906 de Mw 8.8 donde el acoplamiento es alto (Nocquet et al., 2016).

Nocquet et al. (2016) observaron que tanto en áreas de alto y bajo acoplamiento, los sismos lentos son sincronos con la intensa microsismicidad, dentro o cerca de la zona de deslizamiento. Además, estos autores también observaron que la sismicidad tiende a agruparse en familias de sucesivos sismos, sugiriendo que el deslizamiento asísmico activa la sismicidad. Sin embargo, según el mismo estudio, la sismicidad asociada, en su mayoría, solo cuenta como una pequeña parte del momento liberado en cada evento de deslizamiento lento. Con todo ello, ellos sugieren que, por la frecuencia y tamaño de los eventos de deslizamiento lento, estos contribuyen significativamente a liberar los esfuerzos acumulados a lo largo de la interfase de subducción.

CAPÍTULO 3

MÉTODOS Y DATOS

3.1. Datos

Para el desarrollar este estudio de caracterización del margen fueron necesarios los siguientes sets de datos:

Tabla I. Resumen de datos utilizados

Tipo	Fuente	Resolución	Formato
MDT	NASA/JPL/JAXA	30 m	GeoTiff
Batimetría	NOAA/NGA/IRD/Michaud et al. (2006)	Hasta 30 m	GeoTiff
Gravimetría	Sandwell et al., 2013/ DTU 2013/ BGI 2012	1'x1'	IMG/Gravsoft/ASCII
Base de Datos de fallas	Eguez, et al., 2003	1:1000000	Shapefile
Acoplamiento Intersísmico	Chlieh et al., 2014/ Noquect et al., 2014	~1:1000000	JPG
Zonas de Ruptura	Swenson & Beck, 1996/ Nocquet et al., 2016	~1:2000000	JPG
Epicentros de sismos	USGS/ Nocquet et al., 2016/ IGEPN	n/a	Shapefile
Modelo de Slab	Hayes et al., 2012	0.02°x0.02°	GeoTiff
Líneas sísmicas	Collot et al., 2004/ Marcaillou et al., 2016/ Sanclemente, 2014.	n/a	JPG

Fuente: Torres, M., 2017.

- Modelo Digital de elevación: Mosaico del modelo SRTM 30 m de la NASA (Estados Unidos), a su vez relleno

con ASTER DEM 30 m de JPL (Estados Unidos - Japón). Las tres fuentes fueron obtenidas en formato Tiff.

- Batimetría: Mosaico remuestreado a 150 m de resolución espacial de batimetría multihaz. Ésta fue recopilada por Michaud et al. (2006) e incluye datos de diferentes campañas batimétricas como Amadeus o Atacames (30 m) y algunos datos monohaz de INOCAR. Esta batimetría se complementó con batimetría multihaz de NOAA de 123 m de resolución espacial y con una base de batimetría predicha según el modelo de Sandwell & Smith en su versión 14, con una resolución espacial de 1'x1'. Luego del procesamiento se homogenizó a una resolución espacial de 30 m.
- Gravimetría: Se utilizó el modelo gravimétrico Free Air de Sandwell & Smith en su versión 24, con una resolución espacial de 1'x1' en formato IMG. Adicionalmente, se utilizó el modelo gravimétrico mundial del año 2012 del Buró Gravimétrico Internacional, tanto Free-Air como Bouguer, también en formato ASCII y en resolución de 2'x2'. Para comparaciones adicionales se utilizó el modelo DTU13 de Denmark Technical University en formato Gravsoft Grid, con resolución de 1'x1', sobre el

cual fue construido el modelo anterior. Los tres modelos fueron construidos a partir de altimetría satelital (Referencia).

- Base de datos de fallas: Se utilizó la base de datos de fallas cuaternarias en de Eguez et al. (2003) construida a partir de diferentes estudios en formato shapefile.
- Mapa de acoplamiento intersísmico: Se digitalizó los mapas de acoplamiento intersísmico de Chlieh et al. (2014) y de Nocquet et al. (2014). En ambos casos solo se pudo recuperar las isolíneas de acoplamiento.
- Zonas de ruptura de los principales de terremotos: Se utilizó los contornos de las zonas de ruptura según Ye et al. (2016), y las zonas de máximo momento sísmico según Swenson & Beck (1996). Todo esto para los terremotos de 1942, 1958 y 1979. Para el terremoto de Pedernales de 2016 se utilizó el mapa de distribución de desplazamiento cosísmico de Nocquet et al. (2016). Este fue digitalizado según las isolíneas de desplazamiento, por lo que algunas zonas con considerable desplazamiento relativo entre las isolíneas no fueron digitalizadas, pero también fueron utilizadas para la interpretación.

- Base de datos de sismos: Se utilizó la base de datos de sismos de USGS desde 1900 hasta mayo 2017, principalmente para obtener los epicentros de los eventos históricos más importantes en el área estudio. Además, se utilizó la base de datos de sismos del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, a través de tres sets: Catálogo homogenizado hasta el 2009, Catálogo de sismos entre 2010 y 2011, y Catálogo de sismos desde 2012 hasta mayo de 2017.
- Modelo del Slab: Se utilizó como referencia el modelo de Slab 1.0 para Sudamérica de Hayes et al. (2012) y se generaron contornos cada 10 y cada 20 km.
- Líneas sísmicas: Para fines de modelamiento e interpretación se utilizó los perfiles de sísmica de reflexión de gran penetración de la campaña Sisteur del año 2000 interpretadas por diferentes autores. Para ello solo se dispuso de las imágenes disponibles en publicaciones (Calahorrano, 2005) (Collot, y otros, 2004) (Sanclemente, 2014) (Marcaillou, y otros, 2016) que fueron extraídas y referenciadas según fueron requeridas.

3.2. Metodología

Utilizando los datos recopilados se siguió una metodología comprendida en tres etapas: Recopilación de datos e información bibliográfica, Interpretación de los datos, y Análisis de resultados (ver Figura 3.1). Cada una de estas etapas estuvo compuesta por diferentes fases, tal y como se detalla a continuación:

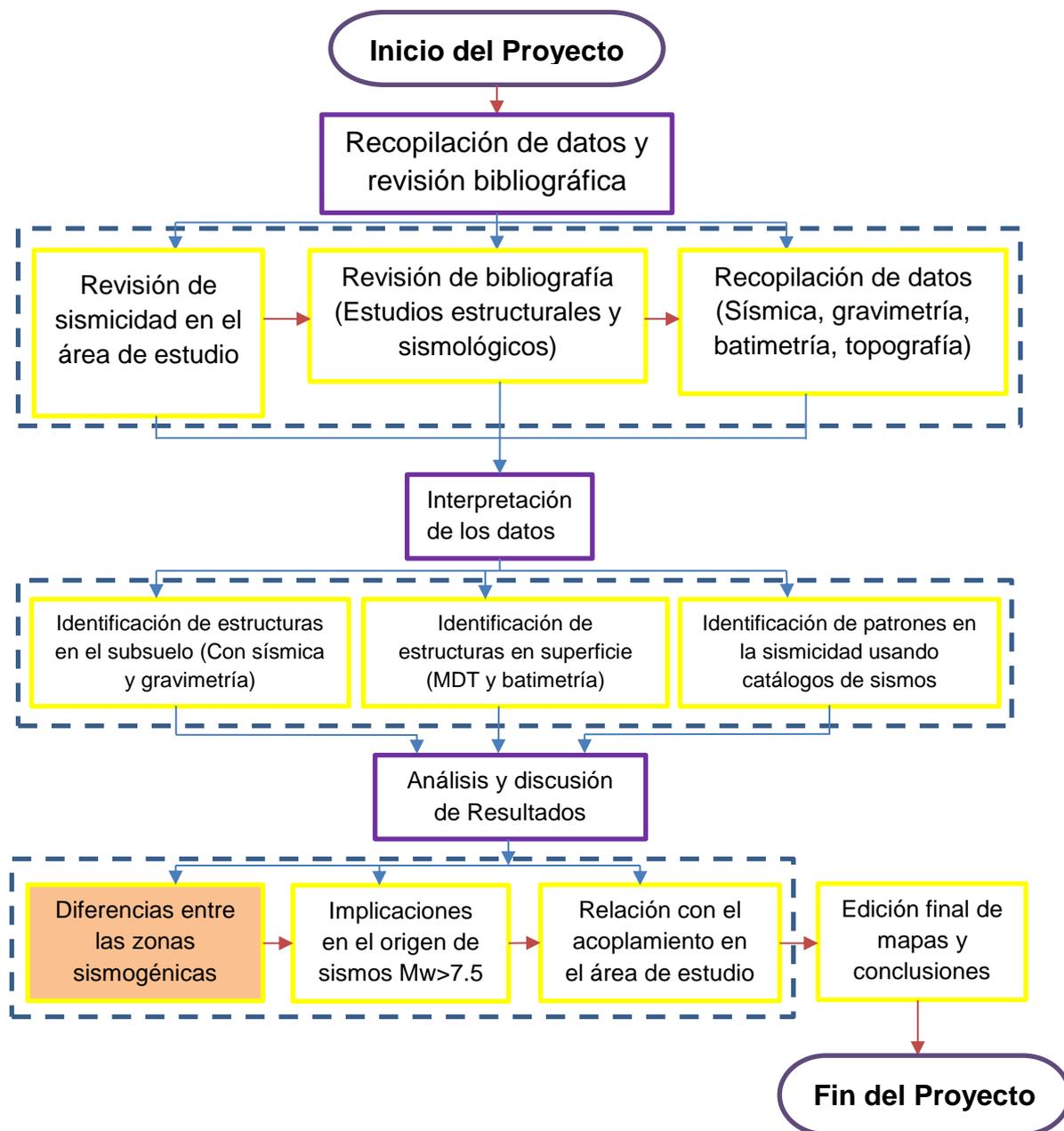


Figura 3.1 Esquema de la metodología utilizada para la realización de este trabajo.

Fuente: Torres, M., 2017

3.2.1. Primera Etapa: Recopilación de Datos e Información Bibliográfica

Esta etapa comprendió la recopilación de datos e información disponible del área de estudio, en lo referente a sismicidad, tectónica, sísmica, geomorfología, tal y como se describe a continuación:

3.2.1.1. Revisión de sismicidad en el área de estudio

La principal fuente fue el catálogo de USGS, aunque también se consideró el catálogo CERESIS y el catálogo de IGEPN. Se recopiló además datos sobre sismos precursores, réplicas, zonas de ruptura y el momento sísmico asociado a cada terremoto. Para la ubicación de los sismos final, se tomó la referencia más reciente.

3.2.1.2. Revisión de la bibliografía

En esta fase se recopiló todo lo inherente a estudios geomorfológicos, sismológicos, estructurales y geológicos en el área de estudio para contrastar los resultados que se obtendrían en la segunda etapa. La bibliografía recopilada incluía tanto la parte offshore como la continental.

3.2.1.3. Recopilación de datos

Esta fase consistió en la recopilación de datos batimétricos disponibles de la plataforma, el talud y la fosa; de datos gravimétricos satelitales de libre uso; de perfiles de sísmica profunda en área de estudio; de modelos digitales de elevación; y de datos adicionales como acoplamiento intersísmico, zonas de rupturas, base de datos de fallas, mapas geológicos y geomorfológicos. Posteriormente, según fueron requeridos, se digitalizaron algunos de los mapas recopilados.

3.2.2. Segunda Etapa: Interpretación de datos

Esta etapa comprendió la interpretación de los datos recopilados, utilizando diferentes herramientas para cada tipo de dato, tal y como se detalla a continuación:

3.2.2.1. Identificación de estructuras en el margen utilizando gravimetría y sísmica

En esta fase se procedió a interpretar los datos gravimétricos para buscar su relación con las líneas sísmicas de la campaña Sisteur y con la sismicidad en el área de estudio.

Los datos gravimétricos utilizados fueron los del modelo de Sandwell et al. (2013). Estos datos fueron obtenidos del sitio web de los autores en formato .img, de donde se extrajo la grilla del área de estudio, donde para conseguir mejores perspectivas, se tomó datos desde 92°W hasta 72°W, y desde 6°S hasta 6°N. Estos datos de gravimetría satelital son obtenidos de forma indirecta por medio de datos de altimetría, tal y como describe Sandwell et al. (2013), donde la resolución está marcada por el espaciamiento entre las órbitas de los satélites de la altimetría (**Figura 3.2**). Este problema se ha ido solventando con el uso de diferentes satélites de altimetría, cuyas órbitas estén desfasadas con respecto a la de otros satélites, para aumentar el muestreo espacial. Por lo anterior, fue necesario tener en cuenta estas limitaciones en resolución al momento de realizar la interpretación, aunque al mismo tiempo, la gravimetría satelital, además de mejorar la resolución espacial, con el paso de los años ha mejorado sustancialmente la precisión gravimétrica, al punto de alcanzar precisiones de 1.7 mGal (Sandwell, Garcia, Soofi, Wessel, & Smith, 2013).

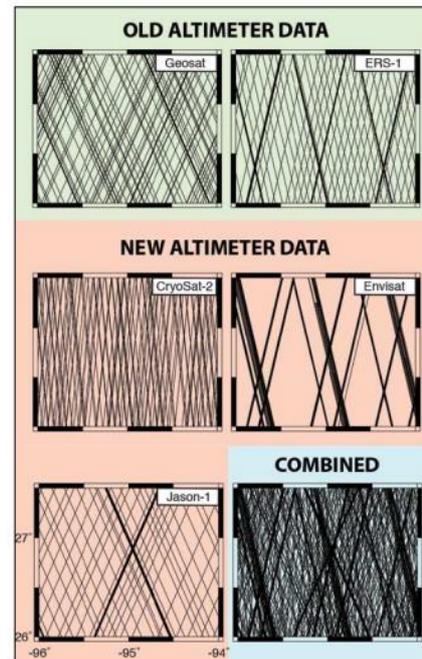


Figura 3.2 Comparación entre diferentes sets de datos de altimetría utilizados por Sandwell et al., (2013) para construir su modelo gravimétrico en versiones anteriores y recientes.

Fuente: Sandwell, D.,
García, E., 2013

Para la interpretación los datos fueron cargados en dos softwares: Geosoft Oasis Montaj 8.5 y Esri Arcmap 10.5. En el primero se realizó modelamiento de algunas de las líneas sísmicas seleccionadas de la campaña Sisteur usando los datos gravimétricos para estudiar cómo incidían los montes submarinos identificados en las mismas sobre las anomalías Free Air del modelo de Sandwell et al., (2013).

3.2.2.1.1. Modelamiento gravimétrico usando el módulo GM-SYS integrado en Geosoft Oasis Montaj:

Para el modelamiento en Oasis Montaj se cargó los datos en el formato GRD requerido por el software, seguido del shapefile con las líneas sísmicas que sirvan de guía para construir los perfiles (ver Figura 3.3).

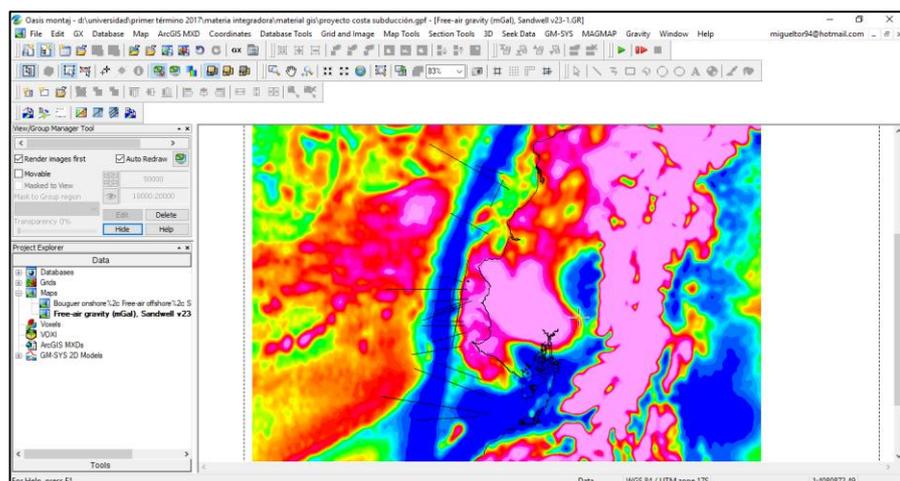


Figura 3.3 Entorno de trabajo de Oasis Montaj, donde se aprecian los datos gravimétricos Free Air cargados y el shapefile indicando las líneas sísmicas de la campaña Sisteur y línea de costa.

Fuente: Torres, M., 2017.

Luego de ello se procedió a realizar los perfiles usando el módulo GM-SYS, donde se ingresan algunos parámetros inherentes a los datos a usarse, como la altura a la que fueron

modelar (ej. Corteza oceánica, corteza continental, sedimentos, etc.).

Buscando la identificación de montes submarinos en la gravimetría, se procedió modelar tres perfiles: SIS12, SIS05 y SIS54, según la interpretación de los autores que procesaron estas líneas (Sanclemente, 2014), (Marcaillou, y otros, 2016), (Sage, Collot, & Ranero, 2006). Tomando en cuenta todo lo anterior, el modelamiento consiste en ir creando bloques y a cada uno se asignarle una densidad, de acuerdo con la litología a la que correspondería ese bloque. Con ello hecho, se va variando los parámetros, siempre con valores aproximados para los tipos de roca que se presume hay en el subsuelo y así modelar la anomalía Free Air. Al final, se busca conseguir el error más bajo posible, es decir, que la anomalía modelada sea lo más cercana a la anomalía medida.

3.2.2.1.2. Interpretación de la gravimetría mediante sistemas de información geográfica y el uso de funciones de Image Analysis.

Aunque Oasis Montaj es un programa especializado en el procesamiento e interpretación de datos geofísicos, los análisis iniciales para interpretación no fueron satisfactorios. Estos análisis incluyeron cálculo de derivadas horizontales y verticales, aplicación de filtros de frecuencia, entre otros. Por este motivo se probó con otros softwares, incluyendo ArcGIS.

En ArcMap 10.5 se cargó los datos de gravimetría de tres fuentes: Free Air de Sandwell et al. (2013) en su versión 24, previamente convertida a netCDF; Free Air DTU13 de Denmark Technical University, cuyos datos formato GravSoft fueron convertidos a GeoTiff usando Global Mapper 18; y la anomalía de Bouguer WGM2012 de Buró Gravimétrico internacional que fue rasterizada a partir de la función rasterizar de

QGIS 2.18. Con esos datos se procedió a realizar modelos de sombreado para una mejor visualización de los mismos y se aplicó diferentes funciones disponibles en Image Analysis, siguiendo los principios físicos utilizados en el análisis de datos gravimétricos, de forma similar a como se realiza en Oasis Montaj.

Dentro del análisis directo de los datos (sin la aplicación de ningún filtro o función), se superpuso diferentes mapas asociados con la sismicidad, como epicentros de terremotos, zonas de ruptura, distribución del acoplamiento intersísmico, ubicación de montes submarinos en subducción identificados en la sísmica, distribución de desplazamiento cosísmico del terremoto de Pedernales según Nocquet (2016), entre otros.

Una vez hecha esta interpretación preliminar, se procedió a aplicar la función Convolución para calcular gradientes direccionales y así poder identificar estructuras (principalmente

lineamientos que puedan estar relacionados con fallas activas), tras lo cual se realizó una comparación con fallas ya interpretadas para validar parcialmente la metodología en el área de estudio. Estos gradientes son equivalentes a derivadas, siendo el gradiente hacia el este equivalente a la derivada en X y el gradiente hacia el norte equivalente a la derivada en Y.

Adicionalmente se aplicó la convolución para realizar un realce o afilamiento 5x5 para resaltar anomalías en la en el talud, opacadas por la fuerte anomalía negativa que constituye la fosa.

Adicionalmente se aplicó la función curvatura de Image Analysis, que es equivalente a una segunda derivada horizontal combinada (X y Y). Esto permite estudiar de mejor forma las estructuras más pequeñas, así como una idea general de lineamientos relacionados con fallas.

Tabla II. Filtros utilizados de la función Convolución.

Tipo	Descripción
Gradiente Este	1 0 -1 2 0 -2 1 0 -1
Gradiente norte	-1 -2 -1 0 0 0 1 2 1
Gradiente nordeste	0 -1 -2 1 0 -1 2 1 0
Gradiente noroeste	-2 -1 0 -1 0 1 0 1 2
Realce 3x3	1 2 1 2 4 2 1 2 1
Realce 5x5	1 1 1 1 1 1 4 4 4 1 1 4 12 4 1 1 4 4 4 1 1 1 1 1 1

Fuente: Torres, M., 2017

En la interpretación de la curvatura se buscó la identificación de lineamientos tanto en la parte continental como hacia la plataforma, el talud y la placa oceánica. Estos lineamientos se identificaron como producto de patrones y desfases de los valores de curvatura. Esta interpretación se complementó con el uso de gradientes direccionales de segundo orden para visualizar de mejor forma los lineamientos en donde fuese requerido.

Para la identificación de montes submarinos se utilizó el antes mencionado filtro de realzado 5X5 sobre la anomalía Free Air y la segunda derivada vertical de dicha anomalía. Para el cálculo de esta segunda derivada se utilizó la ecuación de Laplace:

$$\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = 0$$

Y mediante el cálculo de las segundas derivadas en X y Y usando las funciones de gradiente de Image Analysis, se obtuvo la derivada requerida.

3.2.2.2. Identificación de deslizamientos y escarpes asociados a la entrada de montes submarinos.

En esta fase se identificó escarpes de deslizamientos que pudieran ser producto de la entrada de un monte submarino. Se usó como base estudios anteriores (Ratzov, y otros, 2007), (Proust, Martillo, Michaud, Collot, & Dauteuil, 2016), (Collot, y otros, 2009) donde ya se identifican escarpes, tras lo cual se complementó con nuevos escarpes marcados en la batimetría. El

resultado se buscó relacionar con posibles montes submarinos en subducción.

El criterio geomorfológico utilizado para la asociar los escarpes con la entrada de un monte submarino fue la presencia de dentaciones o levantamientos en la parte posterior de los escarpes. Además, se consideró la presencia de escarpes de fallas normales o de fallas inversas tras el escarpe principal como se describen en el modelo simplificado de Domínguez et al. (1998) para montes en subducción. Estos rasgos se encuentran en los escarpes debidos a montes en subducción descritos por von Huene et al. (2000) y fueron utilizados para describir escarpes en la parte norte del margen ecuatoriano por Ratzov et al. (2007).

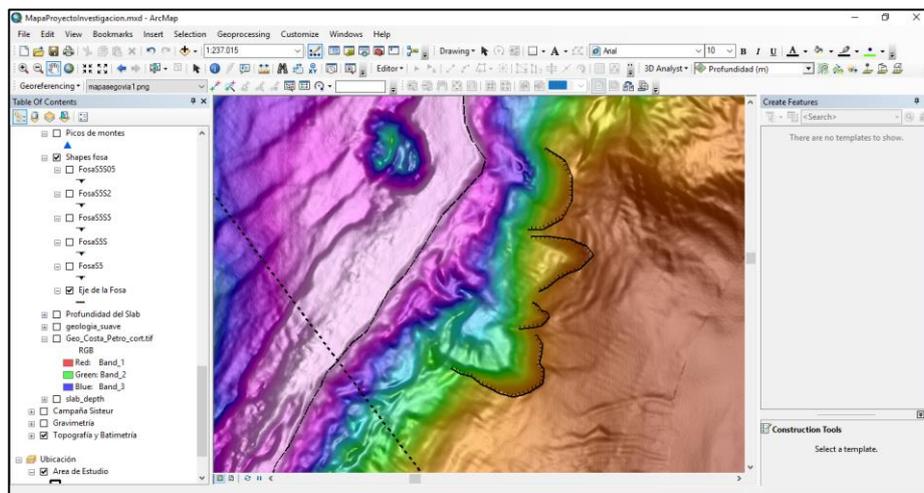


Figura 3.5 Entorno de trabajo en ArcGIS donde se aprecia el proceso de identificación de escarpes.

Fuente: Torres, M., 2017.

Adicionalmente, se hizo una interpretación en detalle de lineamientos estructurales y escarpes lineales en torno a la fosa para buscar evidencias morfológicas de fallas relacionadas a los lineamientos identificados con la gravimetría. Para esta parte de la interpretación se utilizó como base el mapa geológico y estructural del margen ecuatoriano (Collot, y otros, 2009).

3.2.2.3. Interpretación estructural de los datos filtrados de gravimetría en conjunto con la batimetría y modelos digitales de elevación.

Luego de la identificación de lineamientos en los datos filtrados, se procedió a buscar una relación entre los

mismos y rasgos geomorfológicos presentes en la batimetría y en la topografía. De este modo, si un lineamiento corresponde a una falla normal que aparece en la batimetría, pero el lineamiento se extiende más allá de lo observado en la batimetría, es posible que dicha falla se extienda a lo largo del lineamiento. Así mismo, si se observa un lineamiento y se lo correlaciona con alguna falla, y junto a este lineamiento hay otros paralelos a este, es posible que correspondan a fallas sintéticas o antitéticas, o que la falla correlacionada con el lineamiento y las posibles fallas en los lineamientos paralelos, pertenezcan al mismo sistema.

Tomando en consideración que las derivadas sobre las anomalías Free Air favorecen la localización de estructuras someras, no se descarta que algunos lineamientos estén asociados a estructuras profundas, por lo que hay que tomar en cuenta otros factores como lineamientos de sismos o la relación entre estructuras presentes en la placa en subducción y la placa cabalgante.

3.2.2.4. Identificación de patrones en la sismicidad

Con los diferentes catálogos de sismos en shapefile recopilados para este estudio (**Figura 3.6**), se hizo una identificación general de patrones de sismos, tomando como parámetros localización de los epicentros y profundidad de los hipocentros.

Para evitar el sesgo involuntario de ver lineamientos o patrones que podrían no existir, también se realizó mapas de densidad de puntos para conforme a ello distinguir mejor los patrones.

En el margen ecuatoriano muchos patrones o alineamientos de sismos ya han sido señalados y en algunos casos estudiados en profundidad (Font et al., 2013; Segovia, 2001; Segovia, 2016, Barros, 2016), por lo que en este apartado no se busca hacer un análisis exhaustivo, pues además, no todos los catálogos cuentan con datos de incertidumbre de localización de epicentros o hipocentros. El objetivo es encontrar patrones y relacionarlos con posibles estructuras o fallas.

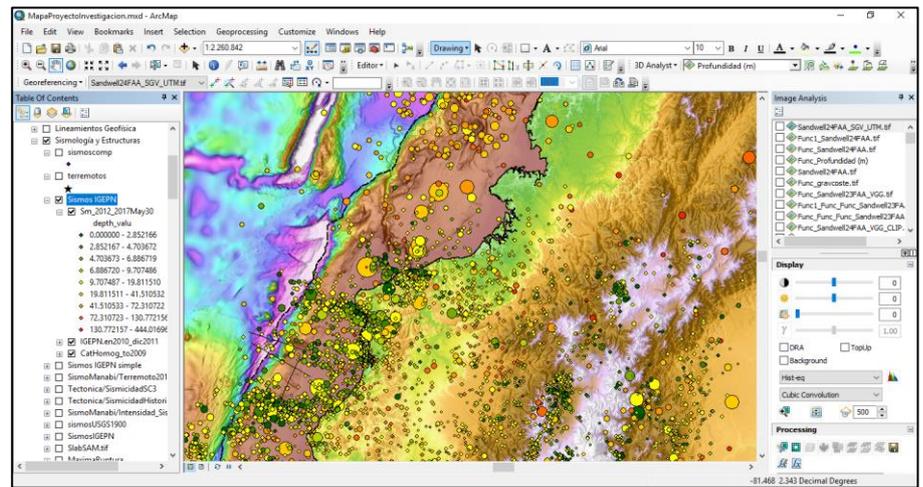


Figura 3.6 Entorno de trabajo de ArcMap 10.5 con los sismos de diferentes catálogos del IGEPN cargados.
Fuente: Torres, M., 2017.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS E INTERPRETACIONES

4.1. Análisis de la batimetría y de deslizamientos submarinos en el área de estudio.

Se identificó escarpes de deslizamientos en el talud continental en que se evidenciara al menos algún indicio de ser vestigio de la entrada de montes submarinos (**Figura 4.1**). La mayor parte de lo identificado ya había sido cartografiada por otros autores, sin embargo, en este trabajo se trató de dar una interpretación más exhaustiva para los escarpes anteriormente identificados comparada con la que actualmente se encuentra publicada, señalando lineamientos en torno a los escarpes que no habían sido cartografiados. Además, se hizo un mapeo un poco más detallado de escarpes lineales y lineamientos estructurales con la finalidad de que hallar evidencia morfológica para fallas interpretadas por medio de la gravimetría (**Figura 4.1**).

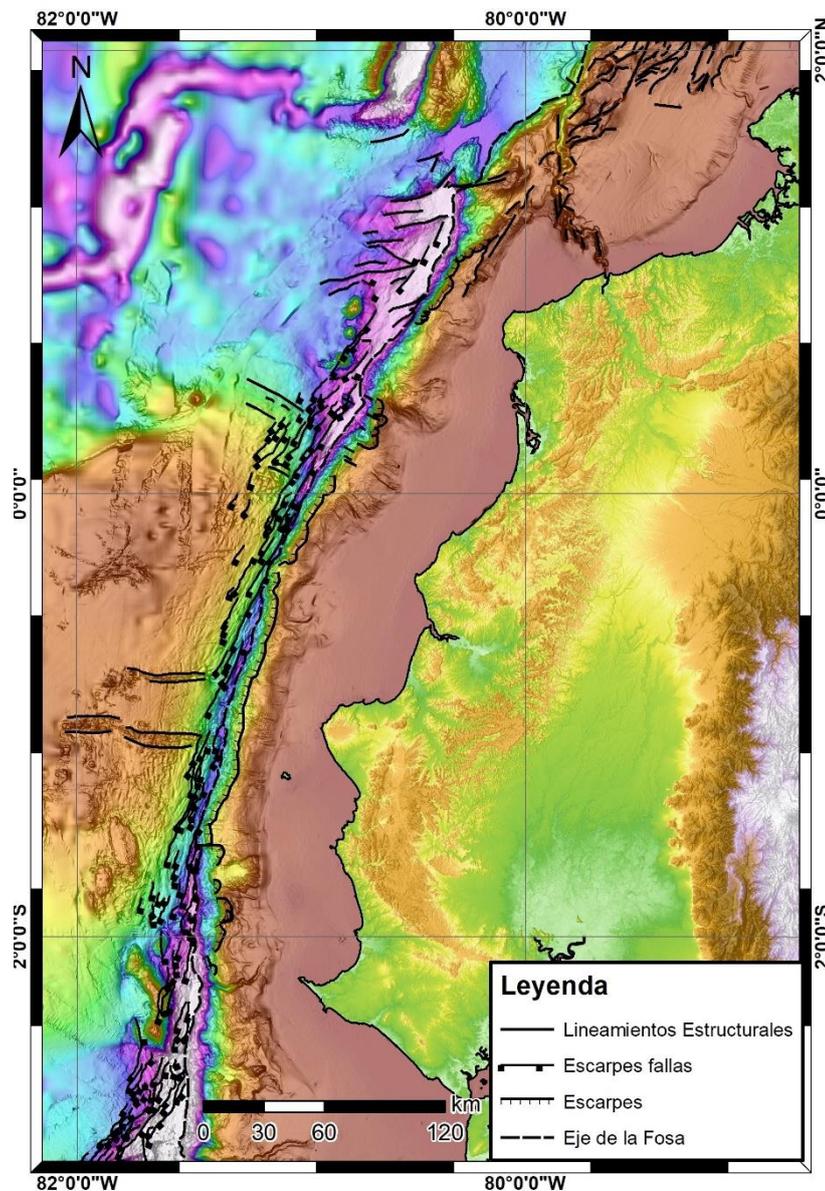


Figura 4.1 Mapa batimétrico-topográfico del área de estudio con la interpretación morfológica del talud basada en trabajos previos. Una visualización ampliada está disponible en el anexo A. (Michaud et al., 2006; Ratzov et al., 2007; Collot et al., 2009).

Fuente: Torres, M., 2017.

En total se identificó tres zonas de escarpes en la parte inferior del talud. Hacia el norte, desde el límite septentrional del promontorio

Esmeraldas hasta el promontorio frente a Atacames, se identificó escarpes semicirculares a semilineales, controlados en algunos casos por paredes rectas o hendiduras alineadas con un rumbo N120° (**Figura 4.2**). Los semicirculares son atribuidos a montes submarinos según Ratzov et al. (2007), puesto que existe una loma tras ellos que se habría formado por levantamiento debido a un monte submarino, sin embargo, los semilineales que no fueron atribuidos a montes, también poseen un levantamiento, que es posible evidenciarla a través de un perfil paralelo a la fosa. En la parte central existen escarpes lineales que van hasta poco más al sur de Isla de la Plata (1.47°S) y no parecen un indicio directo de la entrada de montes submarinos. Finalmente, hacia el sur, antes del cañón de Santa Elena, los escarpes vuelven a adoptar formas más semicirculares, y llegan a tener mayor altura que los de los otros dos segmentos.

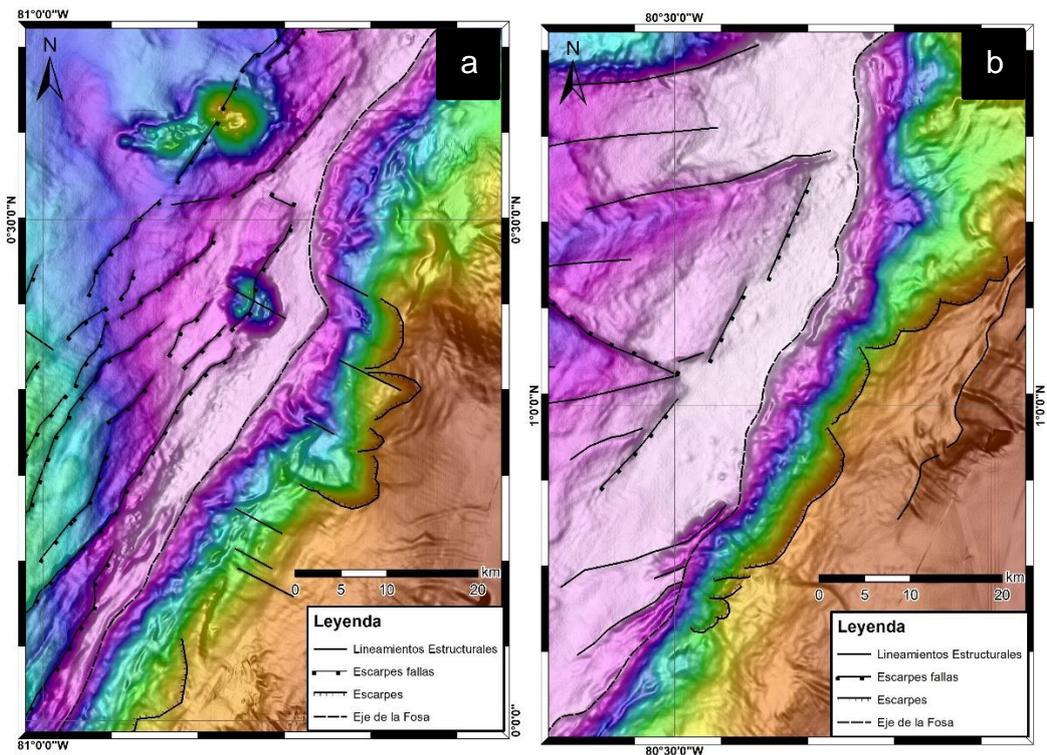


Figura 4.2 Interpretación morfológica de escarpes en la parte norte del talud inferior, basada la de otros autores. Modificado de Ratzov et al. (2007).

Fuente: Torres, M., 2017.

En la placa oceánica, se marcó en detalle los escarpes de fallas normales paralelos a la fosa y se pudo evidenciar que en algunos casos sufren una flexura que cambia locamente su azimuth hacia uno $N50^\circ$. Además, se marcó escarpes de dirección $N120^\circ$ y algunos lineamientos estructurales que comparten esa misma orientación (Anexo A).

Finalmente, se marcaron lineamientos estructurales que fueron identificados por Michaud et al. (2006) y que están presentes en el

mapa publicado por Collot et al. (2009). Esto último para una mejor interpretación (Anexo A).

4.2. Gravimetría.

4.2.1. Mapa Gravimétrico del área de estudio.

Se representó los datos de Sandwell et al. (2013) en ArcMap 10.5 con una rampa de colores donde los valores más bajos corresponden a azul oscuro y los más altos a rojo y morado. Para una mejor visualización se generó un mapa de sombras multidireccional de la grilla para distinguir pequeños altos o bajos en la gravimetría y sobre este se montó la grilla (Ver **Figura 4.3**). En primera instancia se observa que los datos en la parte oceánica tienen más detalle, esto es debido a que en esta parte la gravimetría fue generada a partir de altimetría, mientras que la gravimetría continental es del modelo EGM2008, en el que se utilizó datos de menor resolución para su elaboración.

Con este primer mapa se realizó una comparación con diferentes mapas y datos bibliográficos: batimetría, topografía, litología, acoplamiento intersísmico, zonas de ruptura de grandes terremotos, y estructuras como fallas.

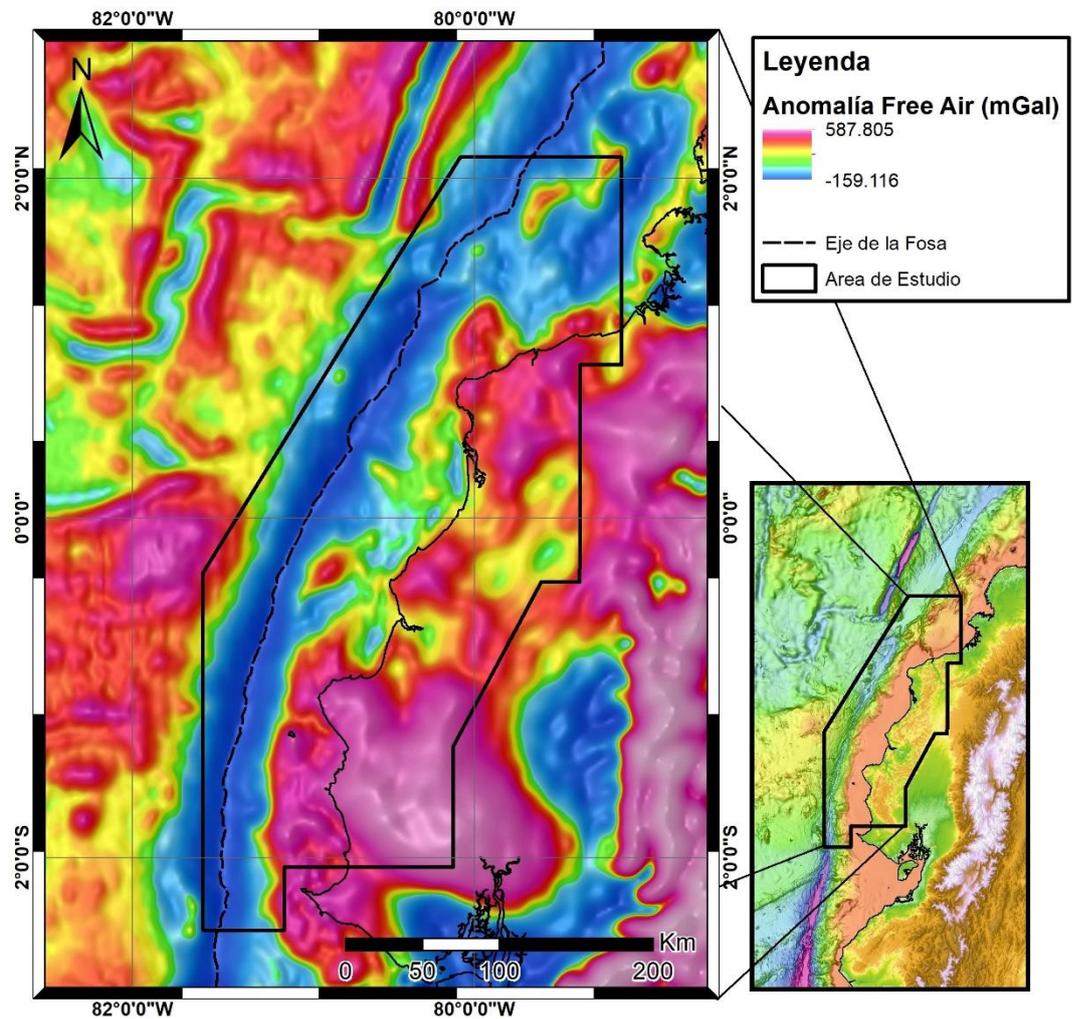


Figura 4.3 Mapa de anomalías Free Air de Sandwell et al., 2013. El área de borde negro corresponde a la zona de estudio. Las áreas en el continente son de EGM2008 y hacia el océano es derivado de altimetría.

Fuente: Torres, M., 2017

4.2.2. Mapa de Gradiente Vertical de gravedad.

Utilizando la grilla de Sandwell et al. (2013) de gradiente vertical de gravedad, se construyó otro mapa (**Figura 4.4**). En este caso, la grilla corresponde a la primera derivada vertical de las anomalías Free Air, por lo que es posible identificar de mejor forma estructuras de longitud de onda más corta sobre estructuras más regionales o de mayor longitud de onda.

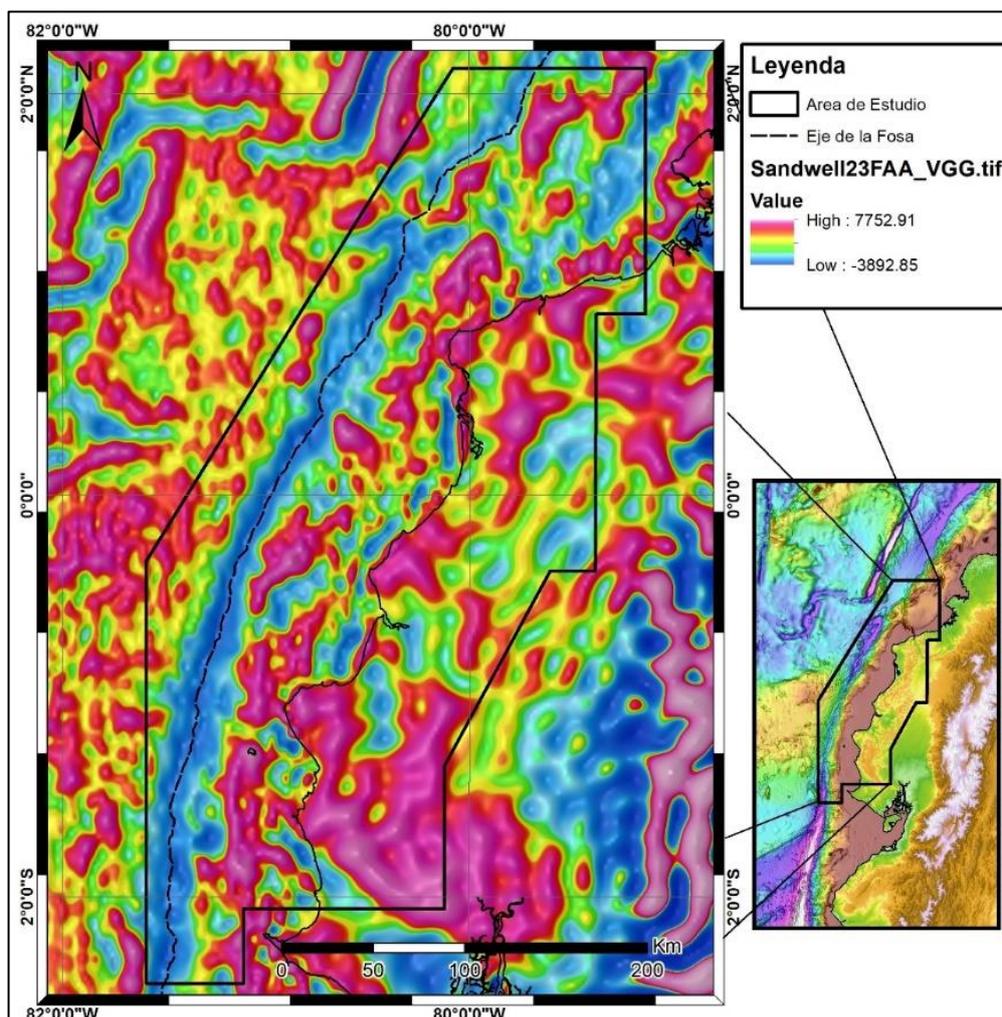


Figura 4.4 Mapa de gradiente vertical de anomalías Free Air de Sandwell et al. (2013).
Fuente: Torres, M., 2017.

En la parte correspondiente al talud las depresiones donde la batimetría es más profunda se evidencian como anomalías negativas, mientras que los promontorios se muestran como anomalías positivas. De este modo, mientras en el mapa de anomalías Free Air esta la parte del talud se muestra como una anomalía cuyo valor decrece hacia el eje de la fosa, en el mapa

de gradiente los valores varían entre positivos y negativos de acuerdo con las heterogeneidades locales, pese a que en general en el talud se observan valores negativos de anomalías free air. Al aplicar este criterio en zonas donde la batimetría es más homogénea, es posible diferenciar estructuras más pequeñas o que generaban anomalías menos contrastables. Ese es el caso de algunas algunos altos estructurales que identificó Hernández (2014) en la plataforma continental, además de algunas cuencas locales que se reflejan como valores negativos en el mapa de gradiente vertical.

Pese a esto, distinguir estructuras aún más pequeñas, resulta complicado, puesto que la resolución se empieza a convertir en una limitante. Ante esto, se elaboró un mapa en el que se calculó la curvatura (segunda derivada horizontal) del gradiente vertical (primera derivada vertical), con lo que fue posible definir aún mejor estructuras que se evidencian en la batimetría (los montes submarinos antes descritos), así como variaciones locales en la plataforma que no se alcanzan a distinguir con los mapas anteriores, incluyendo el mapa de basamento acústico de la campaña SCAN elaborado por Hernández (2014).

4.2.3. Mapa de Curvatura de la Gradiente Vertical de Gravedad

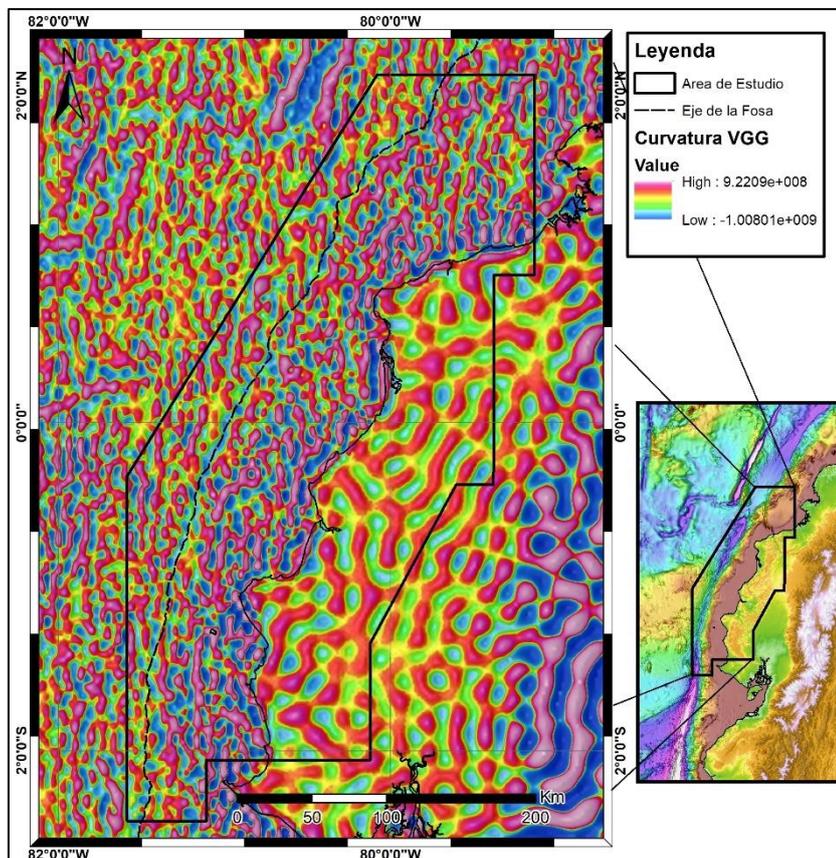


Figura 4.5 Mapa de curvatura del Gradiente Vertical de Anomalías Free Air de Sandwell et al. (2013).
Fuente: Torres, M., 2017.

Estructuralmente, el mapa de curvatura permite identificar lineamientos que demarcan cambios bruscos de valores positivos a negativos, lo que se interpreta como estructuras donde hubo algún tipo de desplazamiento, es decir, fallas. Sin embargo, identificar el sentido de estas fallas resulta difícil por este método. En ciertos casos se observa un desplazamiento

de rumbo en las anomalías, lo que se interpreta en algunos casos como fallas sinestrales y en otros como fallas dextrales.

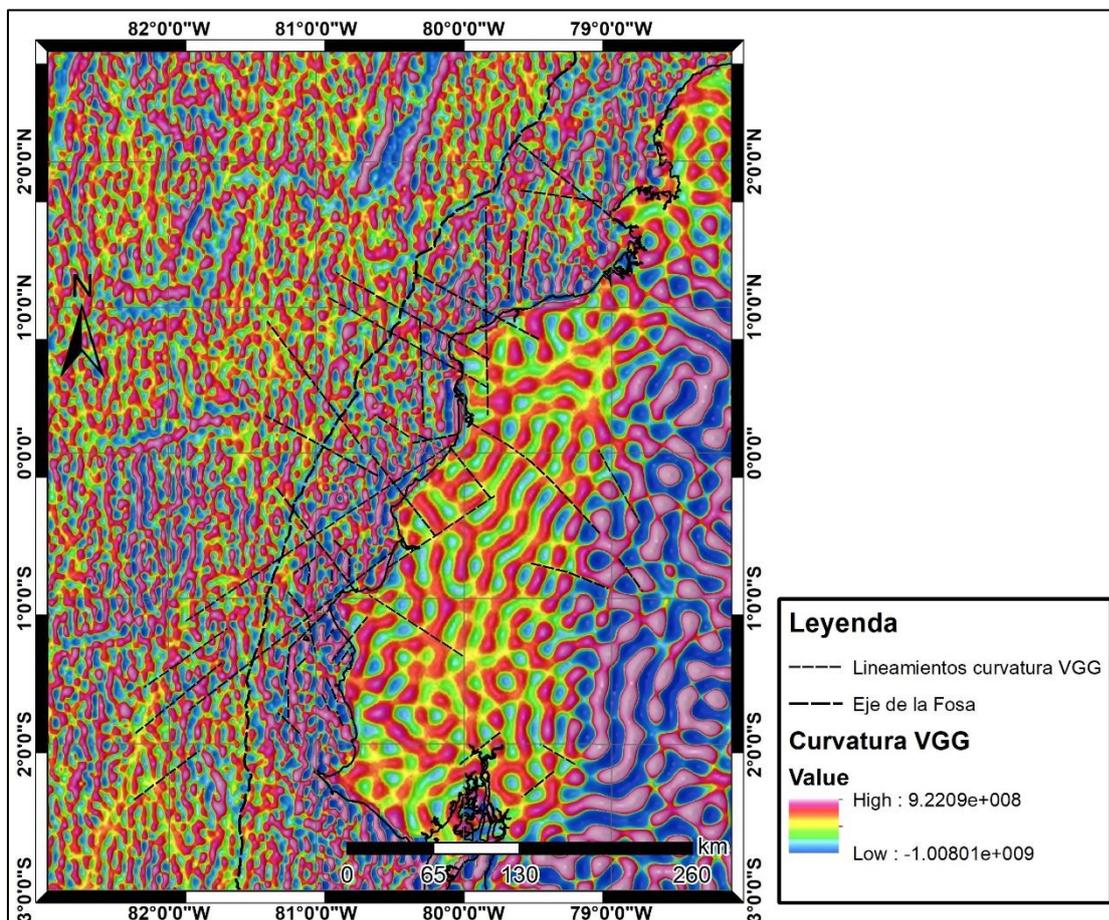


Figura 4.6 Mapa de curvatura del Gradiente Vertical de anomalías Free Air interpretado con lineamientos de posibles fallas o estructuras.

Fuente: Torres, M., 2017.

Sin embargo, en ciertos casos se obtuvo mejores resultados en cuanto a identificación de lineamientos que pudieran ser fallas mediante gradientes o derivadas direccionales de primer y segundo orden.

4.2.4. Mapas de derivadas direccionales de segundo orden.

En total se realizaron cuatro mapas de derivadas direccionales de segundo orden: hacia el norte, hacia el este, hacia el noroeste y hacia el sureste (**Anexo B**). El más utilizado el mapa hacia el noroeste (**Figura 4.7**). En él, algunos lineamientos observados en la curvatura se pudieron apreciar mejor, especialmente lo que están orientados hacia el noreste. El grupo de alineamientos más notable fue el de la familia E (**Figura 4.7**), de azimut $N135^\circ$, que se observó sobre la cordillera costera y parte de la cuenca alta del Guayas.

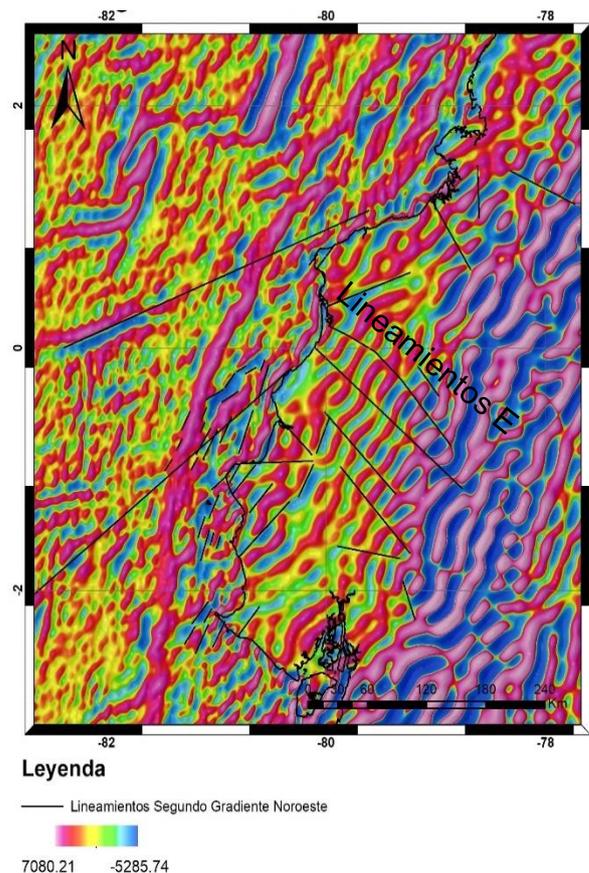


Figura 4.7 Mapa de segunda derivada hacia el noroeste de anomalías Free Air donde varios lineamientos han sido interpretados. **Fuente:** Torres, M., 2017.

4.2.5. Mapas de segunda derivada vertical

Este mapa (**Figura 4.8**) fue elaborado para distinguir mejor espacialmente las anomalías que podrían estar ligadas a montes submarinos en subducción, sin embargo, este mapa también sirvió para corroborar los alineamientos de posibles fallas observados en el mapa de curvatura (**Figura 4.8**). Los montes submarinos observados en la batimetría están aún

mejor definidos de lo que estaban en el mapa de gradiente vertical de gravedad (primera derivada).

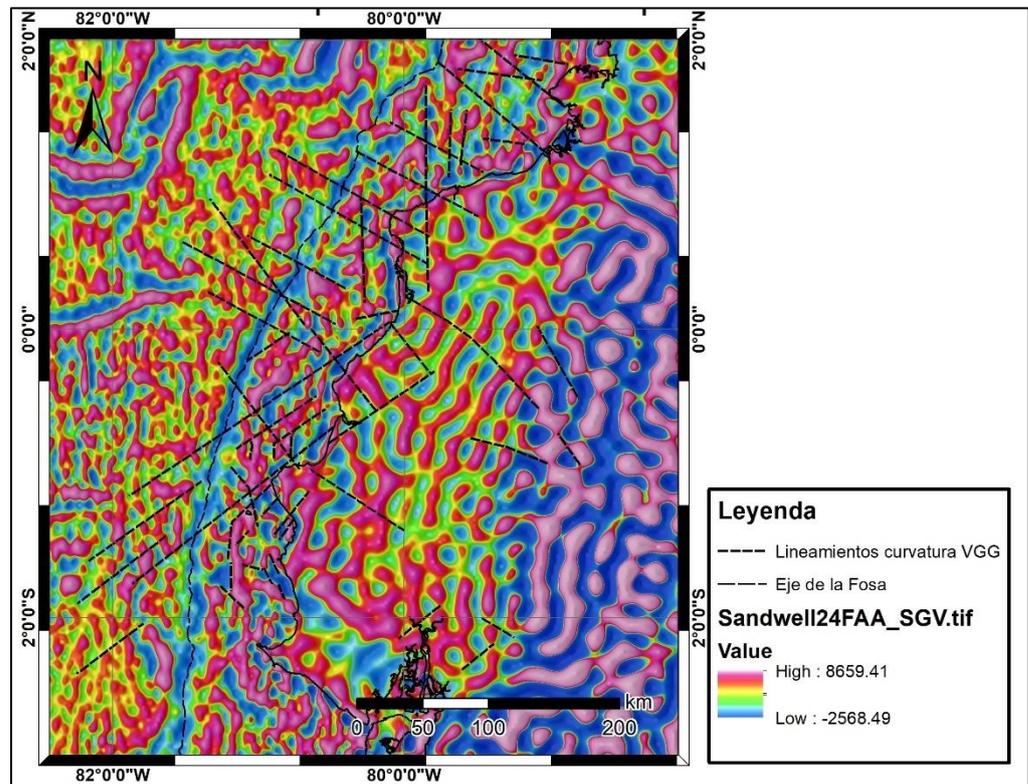


Figura 4.8 Mapa de Segunda derivada vertical de anomalías Free Air. Se indican los lineamientos identificados en el mapa de curvatura.

Fuente: Torres, M., 2017.

4.2.6. Mapas de realce 5x5

Este mapa (**Figura 4.9**) se elaboró para poder distinguir aquellas anomalías locales que eran negativas por la fosa, pero que localmente eran menos negativas que los valores circundantes, de este modo, los valores aumentaron su contraste entre sí, pero se podría seguir hablando de anomalías

gravimétricas, lo cual da lugar a menos confusión que si se tratara de gradiente. En general es una forma adicional para ver los posibles montes y exagerar su papel en las anomalías. Al igual que con el mapa anterior, se superpuso los alineamientos identificados con la curvatura y los pudo apreciar parcialmente, definiéndose mejor en algunos casos.

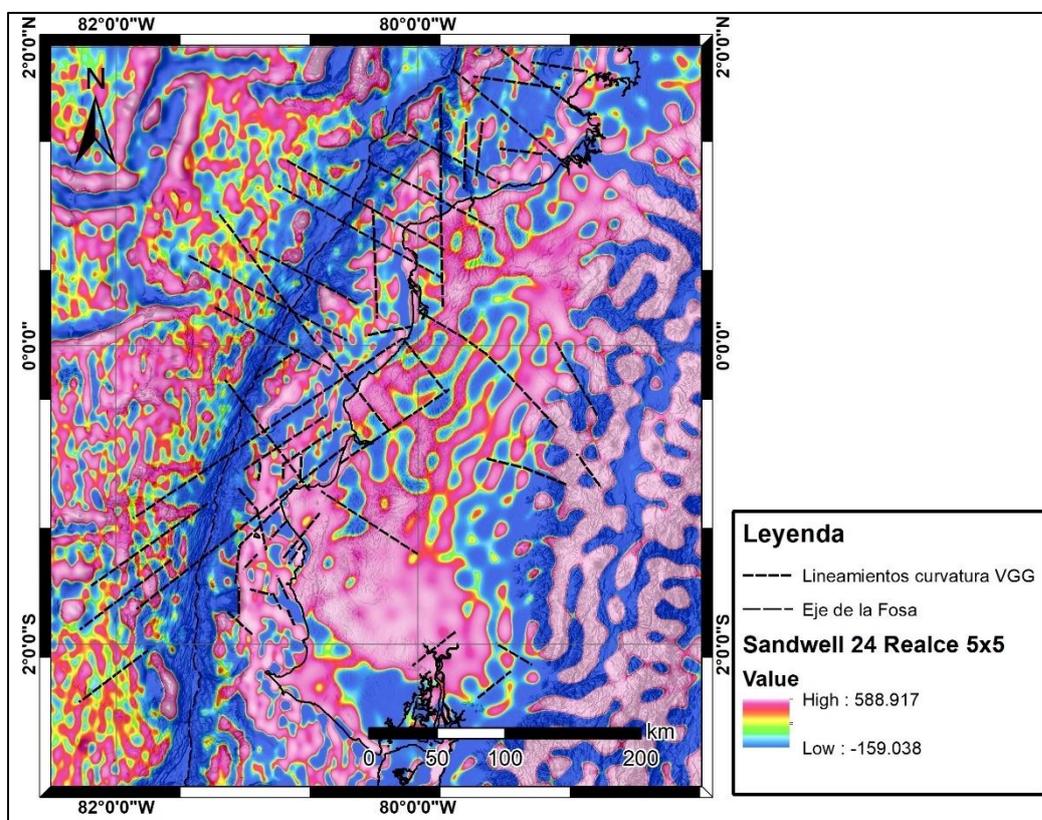


Figura 4.9 Mapa de realzado de anomalías Free Air construido con la función convolución-Realce 5x5. Se indican los lineamientos identificados en la curvatura.

Fuente: Torres, M., 2017.

4.2.7. Mapa de anomalías de Bouguer.

Tomando en cuenta que la fosa es un rasgo batimétrico bastante marcado en la gravimetría, se elaboró un mapa de anomalías de Bouguer (**Figura 4.10**), con el que de alguna manera se le restara peso en la visualización a la fosa, que en anomalías Free Air se observa como una gran anomalía negativa. Aunque es posible desarrollar un mapa de Bouguer con herramientas de Oasis Montaj, o incluso siguiendo ejecutando algunos procesamientos mediante Matlab o Python, se prefirió usar la grilla del BGI (Balmino et al., 2012) para tener una mayor confianza en los resultados. Esta grilla fue hecha mediante correcciones de Bouguer aplicados a la grilla DTU10 que al igual que la de Sandwell et al. (2013), integra gravimetría obtenida mediante altimetría en el mar y gravimetría del EGM2008 en tierra.

En primera instancia, salta a la vista que placa oceánica ahora presenta anomalías más altas que la continental, y que la continental presenta anomalías negativas en la cordillera de los Andes. Todo esto es debido a la isostasia. De este modo, en la placa oceánica, la cordillera de Carnegie se muestra como una anomalía positiva más baja que el resto del fondo de la placa, debido a su mayor espesor, que hace que el manto esté más

profundo en esta zona, algo parecido a lo que ocurre con la cordillera que los Andes, donde la corteza es tan gruesa, que la anomalía está bastante influenciada por rocas que densidad relativamente baja respecto al manto (ver **Figura 4.10**).

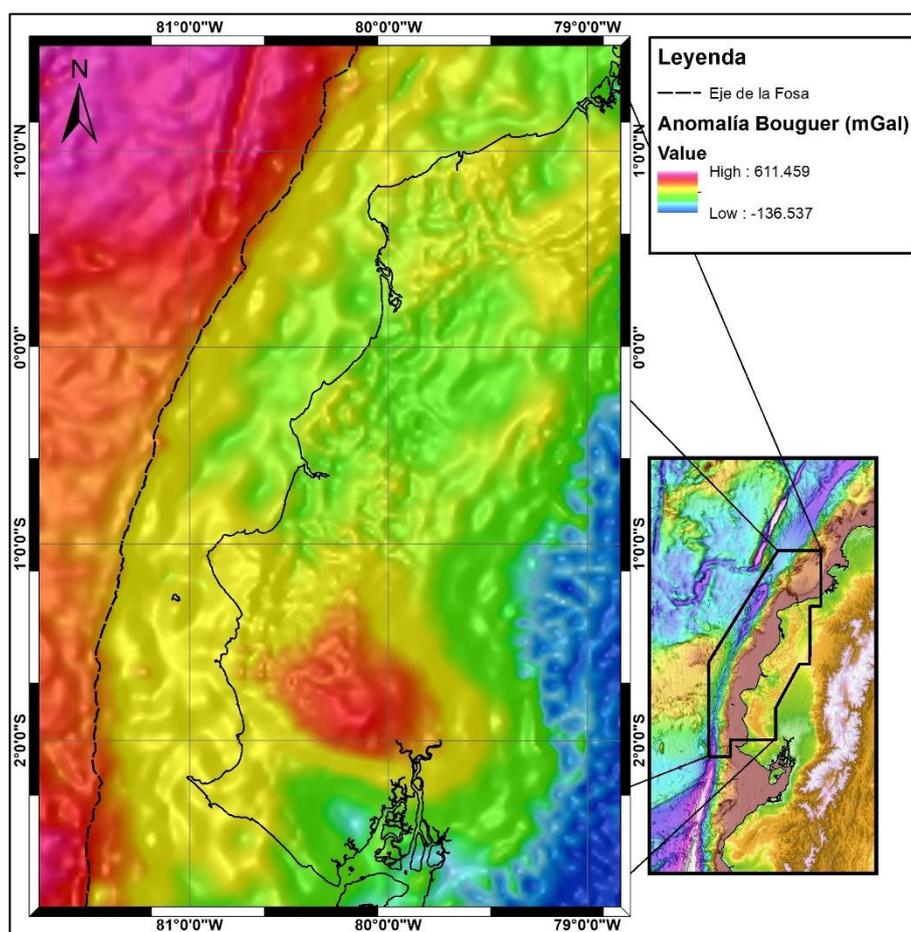


Figura 4.10 Mapa de anomalías de Bouguer WGM2012.

Fuente: Torres, M., 2017.

Como en los demás casos, para mejor visualización, se ha utilizado una representación por ecualización del histograma, es decir, asignar una distribución de los colores equitativa a las

diferentes poblaciones de los datos. Sin embargo, aunque funcionó en el mapa de Free Air, para el caso de Bouguer, la presencia de zonas tan altas y tan bajas de gran extensión dificulta la visualización de pequeños cambios. Siendo el principal fin de este mapa, la observación de estructuras en la plataforma y en el talud, se ha restringido la grilla a estas áreas y así conseguir una mejor visualización.

4.2.8. Perfiles del subsuelo a partir de anomalías de Free Air y de líneas sísmicas interpretadas.

Se modeló con la gravimetría dos perfiles: el correspondiente a la línea SIS05 (**Figura 4.11**) y el correspondiente a la línea SIS12 (**Figura 4.12**). En ambos casos se utilizó densidades entre 2.0 y 3.0, considerando el contexto geológico de cada línea.

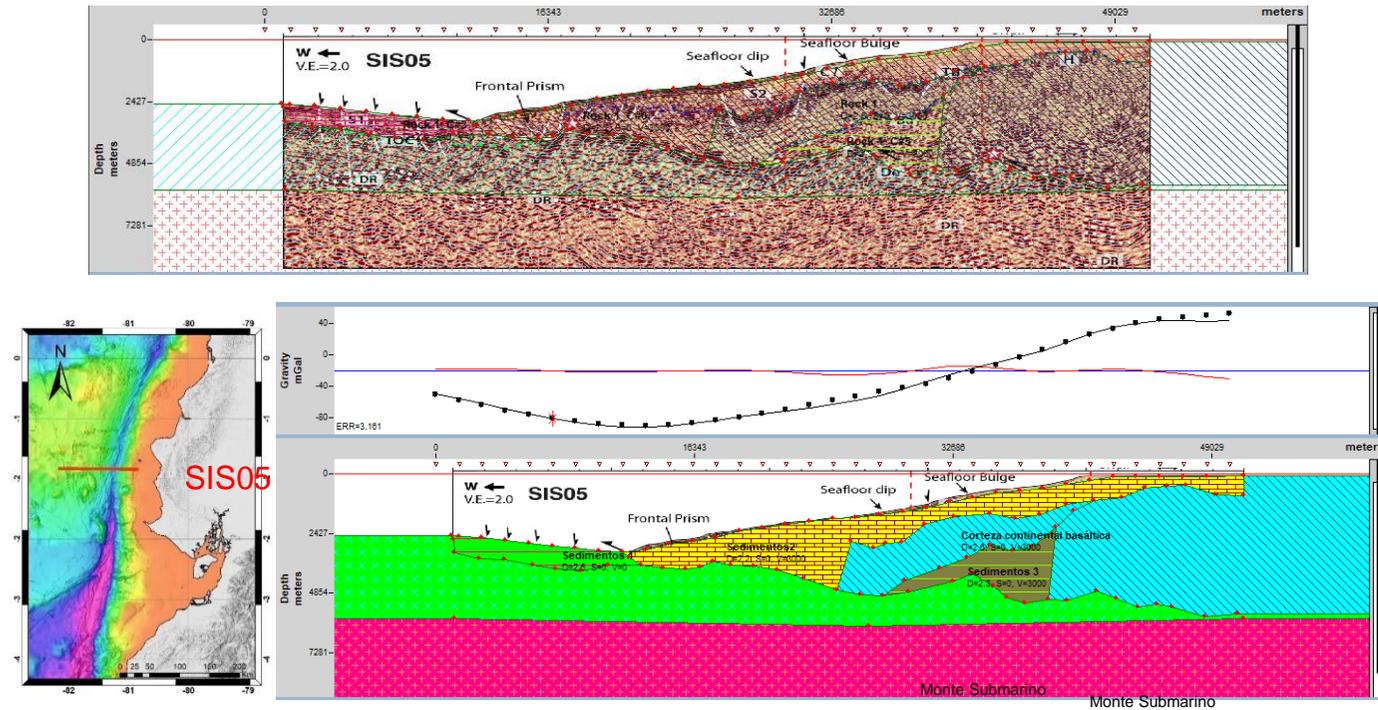


Figura 4.11 Modelamiento del perfil SIS05 de acuerdo a la interpretación sísmica de Sanclemente (2014), indicando los sedimentos sobre Carnegie (Sedimentos 1), los sedimentos sobre la placa continental, incluyendo el prisma de acreción (sedimentos 2), la corteza continental asociada a basamento oceánico de Piñón (Corteza continental basáltica), los sedimentos en un lente sobre un monte submarino (sedimentos 3), la ubicación de dos montes submarinos, y dos capas de corteza oceánica (verde y rosa; $D_{\text{rosa}} > D_{\text{verde}}$).

Fuente: Torres, M., 2017.

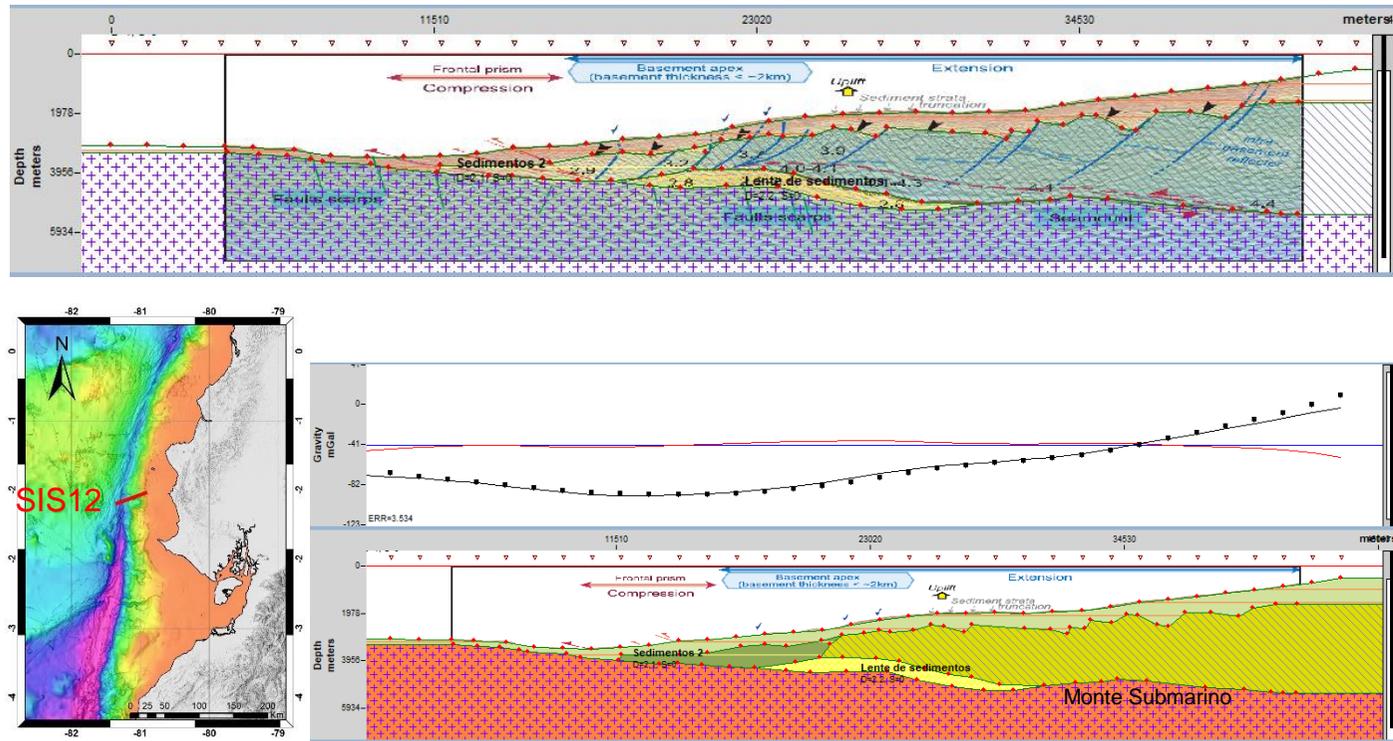


Figura 4.12 Modelamiento del perfil SIS12, considerando la interpretación de Sage (2006). Se indican los sedimentos sobre Carnegie y la corteza continental (Sedimentos 1), los sedimentos sobre el prisma de acreción (sedimentos 2), la corteza continental (amarillo oscuro), un lente de sedimentos previo a un monte submarino (verde), y la corteza oceánica (rosa).

Fuente: Torres, M., 2017.

CAPÍTULO 5

DISCUSIÓN

5.1. Relación entre anomalías gravimétricas y la batimetría en el margen continental ecuatoriano.

En relación con la batimetría, la anomalía Free Air se corresponde claramente con los grandes rasgos del fondo oceánico (**Figura 5.1**). Por ejemplo, la fosa constituye una gran anomalía negativa, debido a la profundidad que ésta alcanza (más de 3000 m), teniendo así un gran volumen de agua, que al ser de menor densidad ($d=1.03 \text{ g/cm}^3$) genera menor campo gravitacional, por lo que cuando la columna de agua es mayor, las anomalías suelen ser más bajas. La cordillera de Carnegie, así como otras estructuras que resaltan notoriamente sobre el del fondo oceánico de la placa de Nazca, se refleja en la gravimetría como una alta anomalía positiva, especialmente en el borde noreste con 80 mGal, que es además la parte más somera de la cordillera. Esto también aplica a algunos montes submarinos, especialmente a los que están fuera de la fosa (**Figura 5.1**), y a las paredes de estructuras extensionales como las del graben de Yaquina.

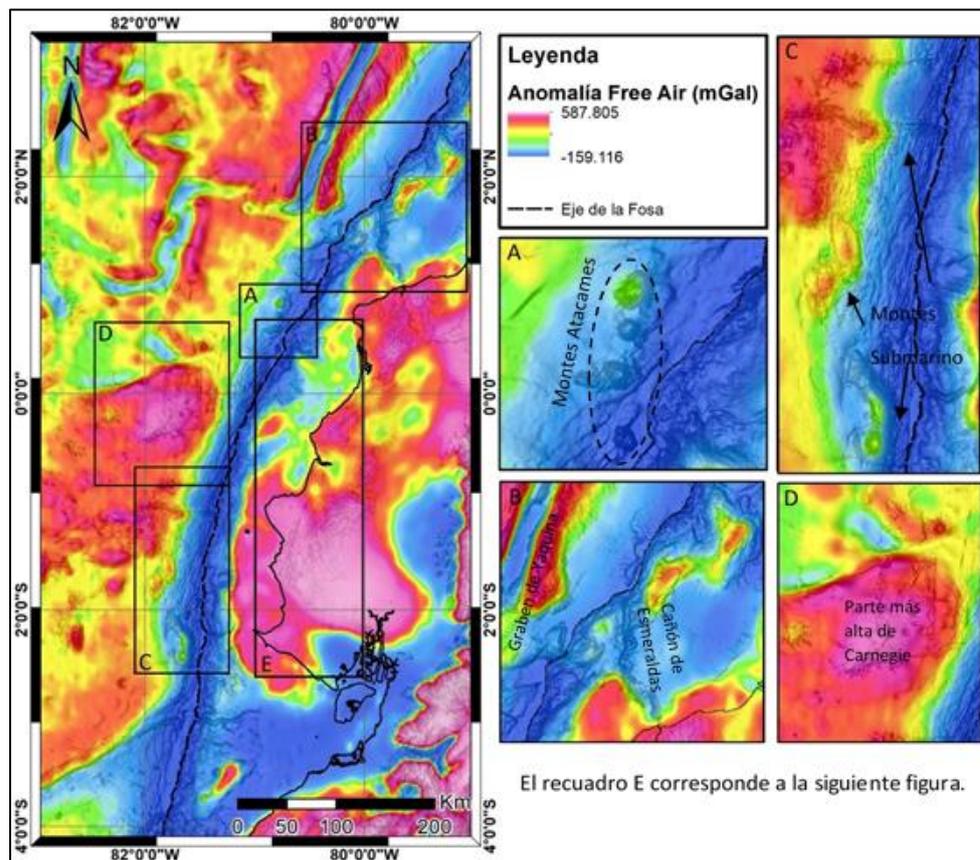


Figura 5.1 Relación entre la batimetría y las anomalías Free Air.

Fuente: Torres, M.; 2017.

En el mapa de gradiente vertical de gravedad (**Figura 5.2**), las observaciones son similares a las del mapa de anomalías Free Air. Pese a ello, rasgos de la batimetría como montes submarinos son más claros, debido al realce sobre estructuras someras que produce la primera derivada vertical. Montes como el Salinas o los Atacames, al sur y al norte del área de estudio, se evidencian como gradientes positivos (**Figura 5.2**).

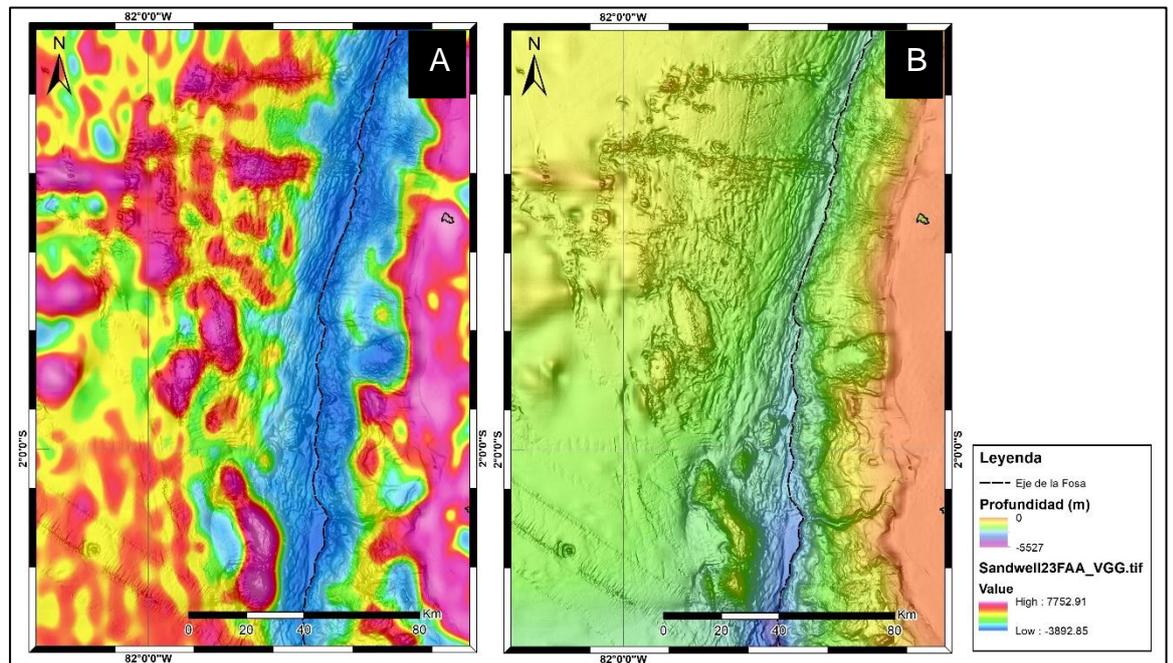


Figura 5.2 Comparación entre el gradiente vertical de la anomalía Free Air (A) y la batimetría (B).

Fuente: Torres, M., 2017.

5.2. Discusión sobre los perfiles modelados.

Para la línea SIS05, donde se han identificado hasta tres picos (Sanclemente, 2014), el modelamiento hizo constatar lo sensible que es la anomalía modelada a las variaciones en densidades o geometrías, y considerando la influencia de la columna de agua en la fosa y en el talud sobre las anomalías gravimétricas, resulta difícil modelar los montes en subducción. Sin embargo, el análisis realizado mediante filtros y derivadas sugiere que los montes sí ejercen una influencia distinguible en el valor de la anomalía, y que por tanto se requiere un modelamiento más riguroso mediante el uso de todos los gradientes durante el modelamiento. Pese a lo anterior, solo sería

posible modelar con un buen grado de confianza los montes durante los primeros kilómetros de la zona de subducción (hasta 5 km aproximadamente) puesto que a medida que el decollément es más profundo y aumentan las heterogeneidades como basamento oceánico en la placa continental o la presencia de cuencas sedimentarias locales, aumenta la ambigüedad sobre si los montes ejercen o no una influencia en el valor final de la anomalía, especialmente si estos constituyen picos en el decollément de menos de 1 km.

En la línea SIS12, donde hay partes con canal de subducción potente, se obtuvo un buen acercamiento entre lo modelado y lo observado, sin embargo, los cambios producidos por el pico eran mínimos y podían despreciarse al modificar valores o geometrías de los sedimentos superiores. Ante ello, como con la línea SIS05, sería necesario un modelamiento más riguroso, pero la falta de datos de densidades en la corteza continental y oceánica dificultan un trabajo más meticuloso y confiable.

5.3. Validación de los mapas gravimétricos con los mapas de basamento acústico.

En la plataforma, donde la batimetría es bastante llana y regular, la gravimetría es bastante heterogénea (**Figura 5.1**). La interpretación de Hernández (2014) basada en sísmica de reflexión, donde delimitó

el basamento acústico de sus datos (Campaña SCAN, 2009) determinó diferentes cuencas sedimentarias, así como altos estructurales donde el basamento oceánico es más superficial. Estas estructuras descritas por Hernández (2014) coinciden, para el caso de anomalías negativas, con cuencas sedimentarias como la de Jama, la de Manta, la de Pedernales, y la Borbón, además de cuencas de menor tamaño. La cuenca de Santa Elena que se evidencia como una anomalía positiva rodeada de anomalías más altas. Para el caso de otras anomalías positivas, éstas coinciden con altos estructurales como el Hosrt de Manta en el centro o los altos frente a Cabo Pasado y Punta Galera Hacia el norte, algunos rasgos batimétricos del talud en la placa continental son apreciables, como es el caso de la cuenca Manglares que también es una parte baja y contrasta con la plataforma que se encuentra al sur de la cuenca, siendo el límite entre ambos rasgos el cañón de Esmeraldas. Algunos promontorios al norte de esta zona, como las cordilleras submarinas de Tumaco y de Same, también se expresan como anomalías positivas altas de menor extensión.

El mapa de estructuras de Hernández (2014) se señala dos grandes montes submarinos: uno al norte (Marcaillou, y otros, 2016) frente a Pedernales y otro al sur frente a Santa Elena (ver **¡Error! No se**

encuentra el origen de la referencia.), y son apreciables parcialmente con las anomalías free air.

Además, se evidencia en el mapa gravimétrico de este estudio (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**) algunos cambios de las anomalías que demarcan algunas de las fallas interpretadas por Hernández (2014), como las fallas normales que delimitan al Horst de Manta o las que limitan a la cuenca de Jama y que forman parte del sistema de fallas de Jama. Sin embargo, otras fallas no son tan claras en este mapa (ver **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**).

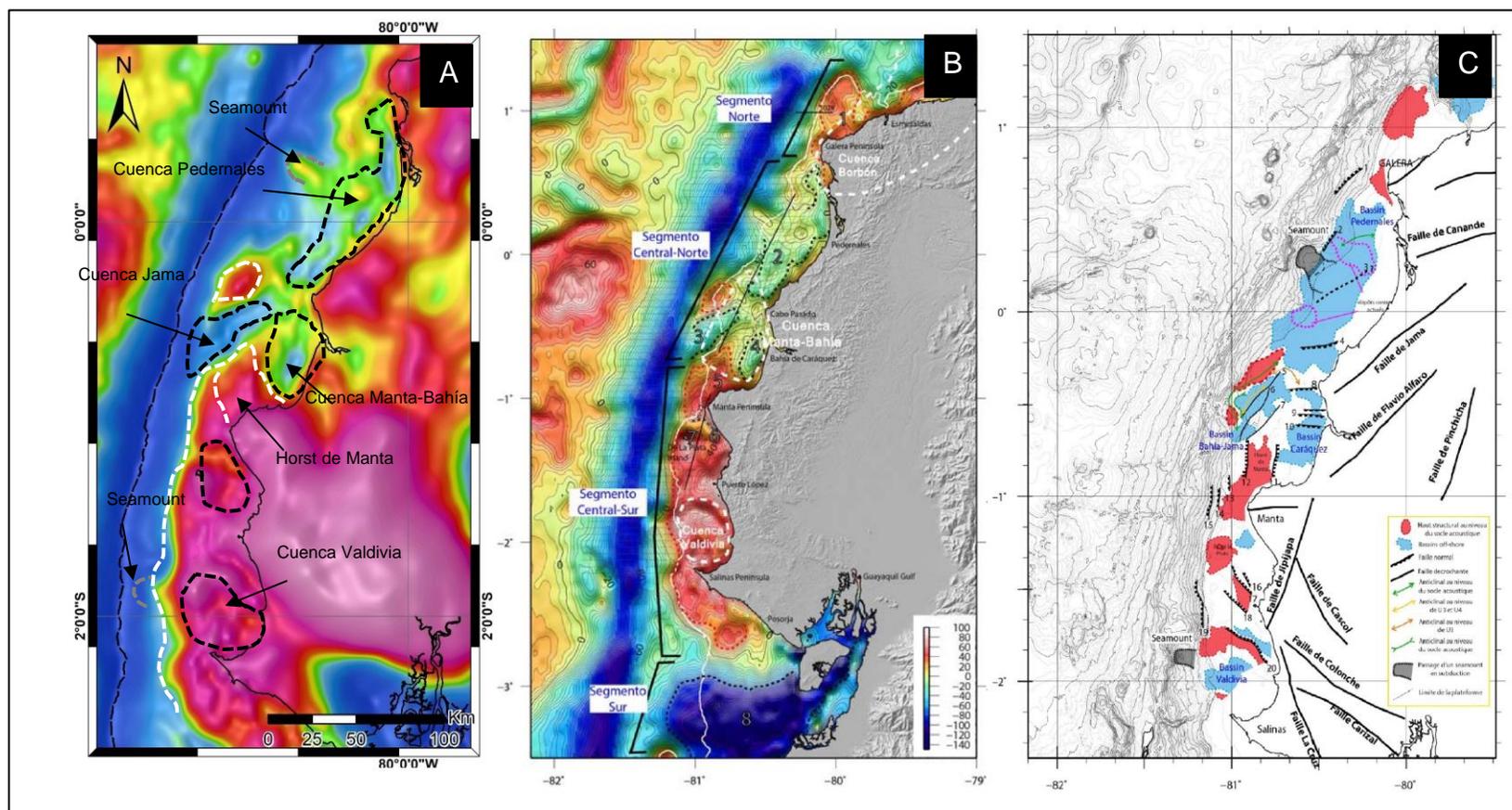


Figura 5.3 Mapa de Anomalia Free Air (A) comparado con el elaborado por Hernández (2014) (B). Se muestran además las interpretaciones realizadas por esta autora con su mapa gravimétrico y con sísmica 2D de la campaña SCAN (C). La leyenda es la misma de la **Figura 4.3**.

Fuente: Torres, M., 2017.

Otro análisis para evidenciar la relación que existe entre las variaciones locales del basamento acústico y las anomalías gravimétricas se aprecia en la **Figura 5.4**. Aquí se comparan los mapas de anomalías Free Air y Bouguer con los mapas de Hernández (2014). Primero, al comparar el mapa de isópacas de Hernández, con el de Bouguer, se podrá notar que las regiones con menor espesor (donde el basamento es más somero) coinciden a grandes rasgos con las anomalías positivas altas presentes en la plataforma en el mapa de anomalías de Bouguer, mientras que donde hay mayor espesor (cuencas sedimentarias), la anomalía sigue siendo positiva, pero más baja. De forma equivalente ocurre entre el Mapa de profundidad en tiempo y el mapa de anomalías Free Air.

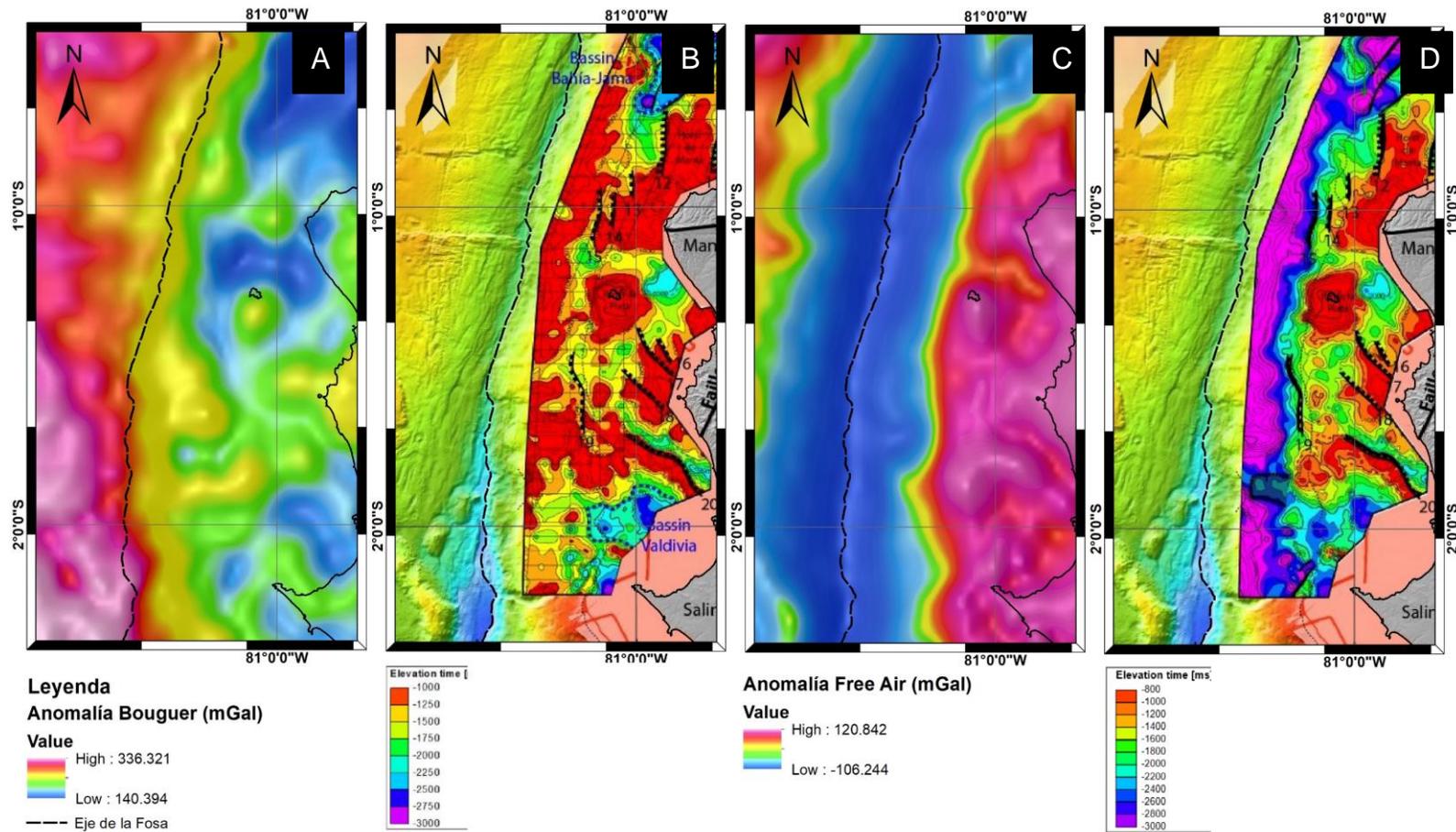


Figura 5.4 Comparación de los mapas de anomalías Free Air (Sandwell et al, 2013) (C) y Bouguer (BGI, 2012) (A) con los mapas de profundidad del basamento acústico (D) y de isópacos (B) del margen continental. Modificado de Hernández (2014).

Fuente: Torres, M., 2017.

5.4. Relación entre el acoplamiento intersísmico y las anomalías gravimétricas regionales.

En lo concerniente al acoplamiento intersísmico, se consideraron dos modelos para buscar una relación entre este parámetro y las anomalías Free Air. El primer modelo fue el de Nocquet et al. (2014), y el segundo el de Chlieh et al. (2014). Para ambos modelos el acoplamiento se relaciona bastante con las regiones donde las anomalías positivas son altas, que de acuerdo con Hernández (2014) corresponden muchas veces a regiones donde el basamento oceánico es más somero. Sin embargo, es el modelo de Chlieh et al. (2014) el que más coincide con este esquema, dejando incluso un área donde el acoplamiento es menor al 20% y las anomalías son más bajas respecto a las anomalías circundantes en la latitud 0.15°S y longitud 80.5°W .

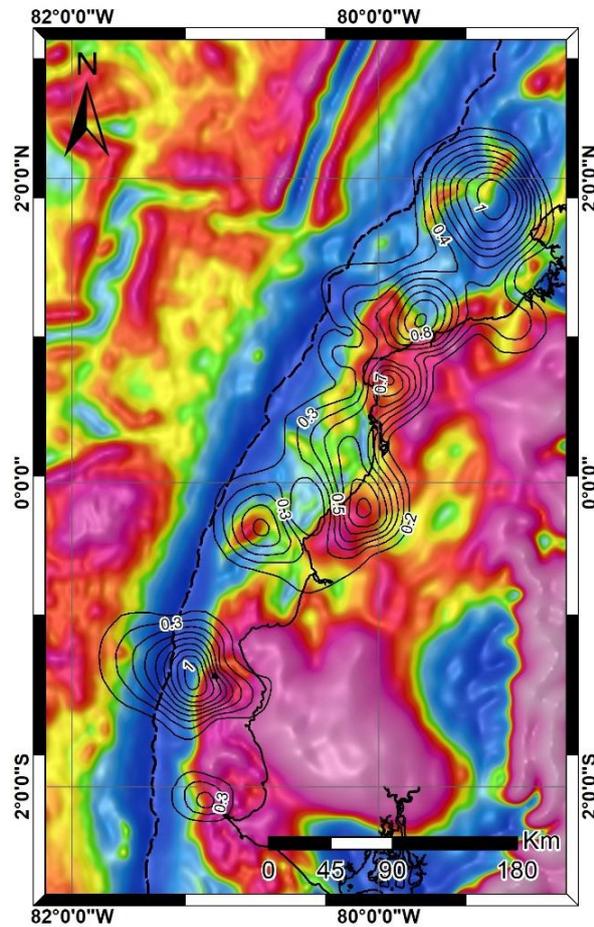


Figura 5.5 Mapa de Anomalia Free Air donde se ha superpuesto el modelo de acoplamiento intersísmico de Chlieh et al. (2014). Las curvas están cada 10%. La leyenda es la misma de la **Figura 4.3**.

Fuente: Torres, M., 2017.

5.5. Relación entre las zonas de ruptura de máximo momento sísmico de grandes terremotos con las anomalías gravimétricas negativas.

Al comparar los grandes terremotos ocurridos en la zona de estudio, no se ha encontrado una relación clara entre sus epicentros y las anomalías gravimétricas. Por otro lado, las zonas de ruptura según Ye

et al. (2016) parecen limitarse al sur por zonas donde las anomalías son relativamente más altas que las que inmediatamente son más bajas al norte. Además, las zonas de máxima ruptura parecen extenderse en zonas de anomalías negativas, donde el basamento es más profundo y predominan cuencas sedimentarias, y en la dirección del margen, parecen estar limitadas por zonas con anomalías más positivas.

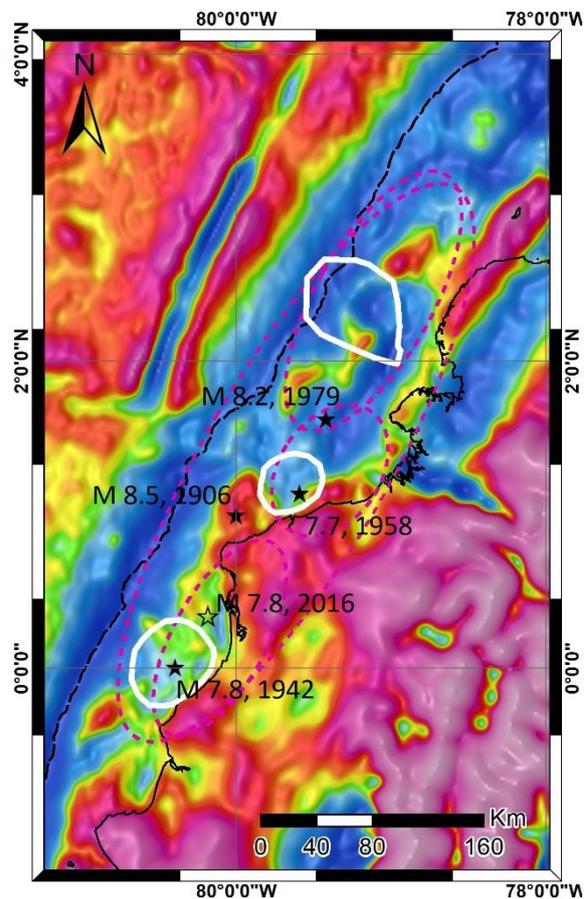


Figura 5.6 Mapa de Anomalia Free Air donde se ha montado las zonas de ruptura (líneas punteadas moradas) y máxima momento sísmico (líneas

blancas) de los principales terremotos ocurridos en la zona. No se señala la zona de ruptura para el evento de 2016. La leyenda de la gravimetría es la misma de la **Figura 4.3**.

Fuente: Torres, M., 2017.

5.6. Correlación entre la distribución del desplazamiento cosísmico y las anomalías gravimétricas locales.

En referencia al terremoto de Pedernales de 2016, se hizo una comparación más local de su zona de ruptura, así como de la distribución del desplazamiento, utilizando como base el modelo de Nocquet et al. (2016). Este modelo corresponde a la parte de máxima ruptura que se indica para los otros terremotos, mostrándose partes con mucho mayor desplazamiento que otras.

Allí se encontró una relación entre las anomalías Free Air y la distribución del acoplamiento cosísmico, siendo en general más alto en las zonas de anomalías positivas y más bajo en las zonas de anomalías negativas. La región donde ocurrió el terremoto de Pedernales queda en su mayoría dentro de la cuenca Pedernales, pero dentro de ésta existen a su vez pequeñas cuencas definidas por Hernández (2014), a las que no les dio nombre. Una de estas cuencas se encuentra en 80.25°W y 0° (**Figura 5.7**), al sur de la primera asperidad que se rompió durante el terremoto de Pedernales (Nocquet, y otros, 2016). En el mapa gravimétrico (**Figura 5.7**) se observa que existe una anomalía positiva bastante local encima de

donde se rompió la primera asperidad en el modelo de Nocquet et al. (2016), alcanzando un desplazamiento de más de tres metros, mientras que inmediatamente al sur el desplazamiento se queda en valores entre tres y dos, justo donde se encuentra la cuenca antes mencionada. Si se avanza más hacia el sur, donde según Nocquet et al. (2016) se rompió una segunda asperidad, nuevamente coincide con una anomalía positiva, donde el desplazamiento alcanzó valores de más de 5 metros. En este caso la anomalía positiva no cubre toda la región de alto desplazamiento, e incluso una parte de anomalía negativa, que es elongada en dirección NE se corresponde con este alto desplazamiento. Pese a lo anterior, esta anomalía negativa, que se extiende hasta el límite suroeste de la zona de máxima ruptura, el desplazamiento alcanza un metro y, de acuerdo con el modelo de Nocquet et al., la isolínea de un metro que limita la zona de ruptura sigue el borde de esta anomalía gravimétrica. Esta anomalía gravimétrica a su vez está limitada por anomalías gravimétricas relativamente más altas, sugiriendo que los cuerpos que generan estas anomalías gravimétricas negativas locales favorecen la ruptura, pero no ocurre un gran desplazamiento sobre éstas y además, en estos extremos al ya no haber mucha energía, los que generan las anomalías gravimétricas positivas actuarían como barreras. Algo

parecido ocurre al norte, frente a Muisne, con una anomalía elongada de dirección N-S (**Figura 5.7**).

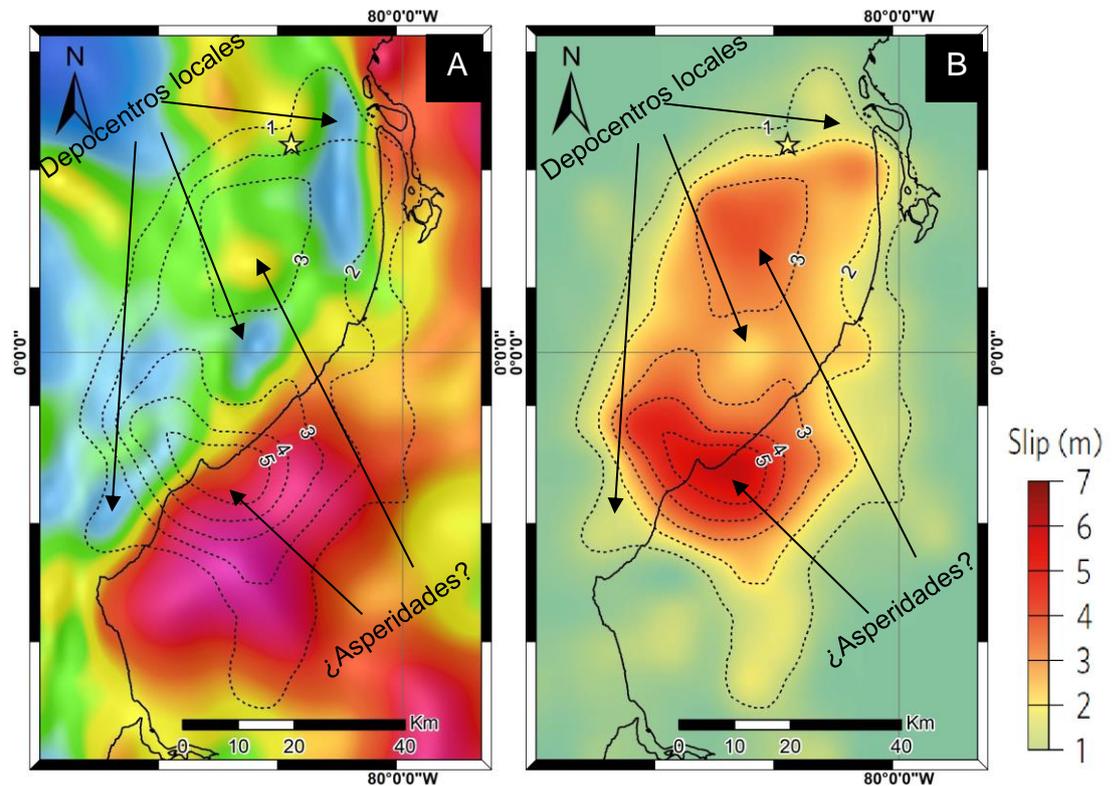


Figura 5.7 Comparación entre el mapa de anomalías gravimétricas Free Air y la distribución del desplazamiento cosísmico del terremoto de Pedernales de 2016 según Nocquet et al (2016). La estrella indica el epicentro. La leyenda de la gravimetría es la misma de la **Figura 4.3**. En A las isolíneas de desplazamiento están sobre la gravimetría, mientras que en B se muestra el modelo continuo del desplazamiento cosísmico.

Fuente: Torres, M., 2017.

5.7. Relación entre las réplicas del terremoto de Pedernales de 2016 y el mapa de Anomalías Free Air.

Al correlacionar el mapa de anomalías Free Air con la ubicación de los epicentros de las réplicas del sismo de Pedernales (**Figura 5.8**),

parece haber una relación entre las réplicas de gran magnitud de las zonas con anomalías gravimétricas más altas, donde el basamento es más somero. En la parte norte del área donde se concentraron las réplicas (**Figura 5.8**), se puede apreciar que la sismicidad parece estar concentrada en dos zonas: al este en torno a donde se encuentra el domo de Businga (un elemento que destaca en la gravimetría) y al oeste del cañón de Esmeraldas, el promontorio Esmeraldas, que constituye una anomalía gravimétrica positiva de hasta 42 mGal. En esta última zona han ocurrido réplicas de mayor magnitud que en la primera.

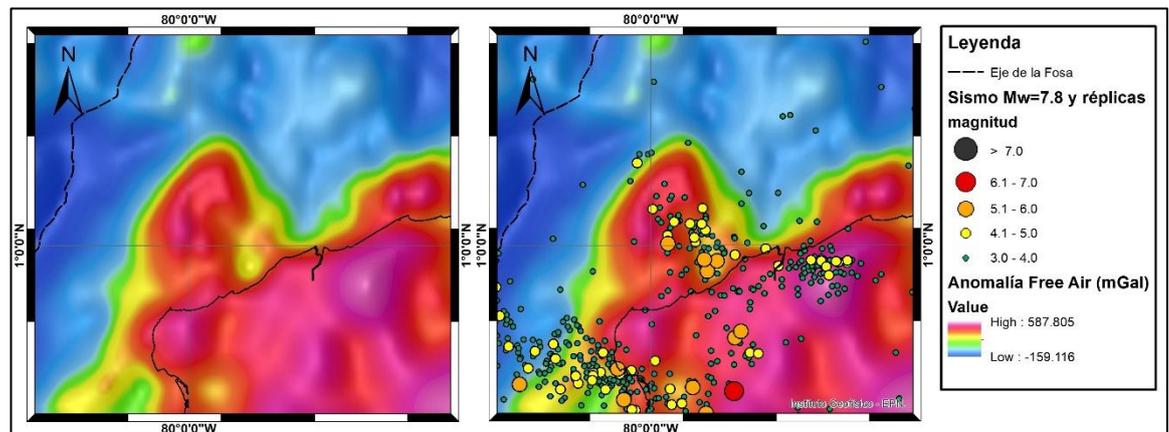


Figura 5.8 Anomalías gravimétricas Free Air con los epicentros de las réplicas del terremoto de Pedernales de 2016 (IGEPN) superpuestos en la parte norte. A la izquierda se muestra solamente la gravimetría, mientras que a la derecha se superponen los sismos.

Fuente: Torres, M., 2017.

Más hacia el sur del área donde se concentraron las réplicas, entre punta Galera y Cabo Pasado, la sismicidad está marcada por varios lineamientos con dirección W-NW hacia el norte, y por lineamientos

SW hacia el sur (**Figura 5.9**). Las réplicas más fuertes (>5) parecen estar asociadas a regiones con anomalías positivas altas, mientras que en las regiones con anomalías negativas (asociadas a cuencas sedimentarias) muestran réplicas en su mayoría de magnitud entre 3 y 5. Las réplicas en torno a la fosa (anomalía negativa alta de hasta 102 mGal) son en algunos casos de grandes magnitudes, pero no necesariamente contradice la observación sobre sismos de baja magnitud en regiones de anomalías negativas asociadas a cuencas sedimentarias puesto que, en este caso, la anomalía es negativa por cuestiones batimétricas y no porque haya cuencas sedimentarias sumamente potentes, debido a que el mapa es de anomalías Free Air.

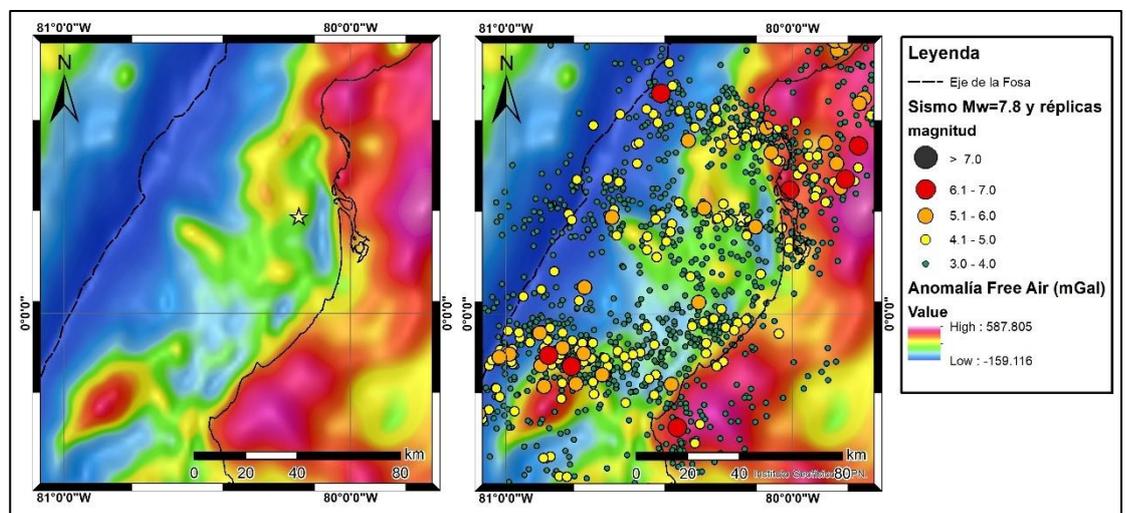


Figura 5.9 Anomalías gravimétricas Free Air con los epicentros de las réplicas del terremoto de Pedernales de 2016 (IGEPN) superpuestas en la parte norte-centro. A la izquierda se muestra solamente la gravimetría, mientras que a la derecha se superponen los sismos.

Fuente: Torres, M., 2017.

Un poco más al sur, frente a la península de Manta, las réplicas son en general de menor magnitud, y a la vez, hay menor número de ellas. Existen algunos lineamientos, pero la correspondencia con la gravimetría es menos clara (**Figura 5.10**).

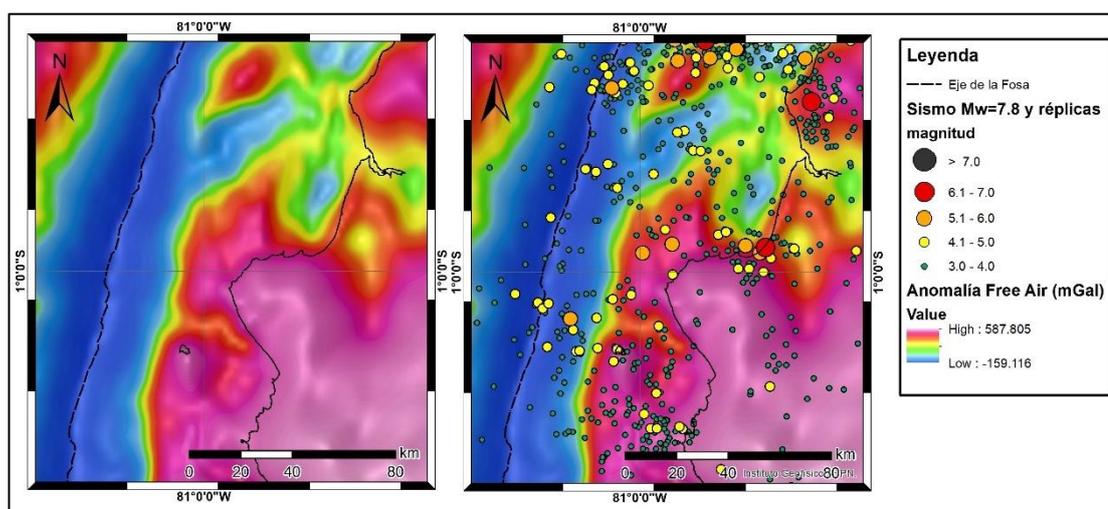


Figura 5.10 Anomalías gravimétricas Free Air con los epicentros de las réplicas del terremoto de Pedernales de 2016 (IGEPN) superpuestos en la parte centro-sur. A la izquierda se muestra solamente la gravimetría, mientras que a la derecha se superponen los sismos.

Fuente: Torres, M., 2017.

5.8. Correlación de líneas sísmicas con la gravimetría realizada 5x5 y segunda derivada vertical.

En el mapa de anomalías Free Air con filtro de convolución con realce 5x5 (**Figura 5.11**) se encontró una relación entre diferentes estructuras pequeñas como picos de montes submarinos, en el fondo oceánico o en subducción, y los valores de la segunda derivada

vertical o de las anomalías Free Air realizadas. En este caso, las anomalías realizadas permitieron ver algunas anomalías cercanas a la fosa que mayoritariamente negativas y que no se podían distinguir con mucha claridad. El realzado aumenta la definición y el contraste entre los valores.

La segunda derivada vertical, por otra parte, resalta aún más las anomalías más pequeñas y permite identificar y definir mejor los cuerpos que las generan. Mediante perfiles de estos mapas (**Figura 5.11**), se encontró una relación entre los valores obtenidos y las líneas sísmicas donde se aprecian montes submarinos.

La relación más evidente fue con el monte submarino en subducción descrito por Marcaillou et al. (2016) en la línea SIS54, que coincide un valor positivo local en la segunda derivada. Además, el monte submarino que no está en subducción y que aparece en la línea SIS54, también se relaciona con un valor un poco más alto que el medio circundante. Por otro lado, el espacio entre los dos montes se evidencia con valores más negativos (**Figura 5.11**), algo que bien puede relacionarse con la depresión morfológica entre ambos montes. Adicionalmente, hacia el este de la línea, donde termina el monte en subducción, se observa cómo el valor decrece, indicando la ausencia de picos y ya la mayoritaria presencia de basamento continental y de las capas sedimentarias superiores.

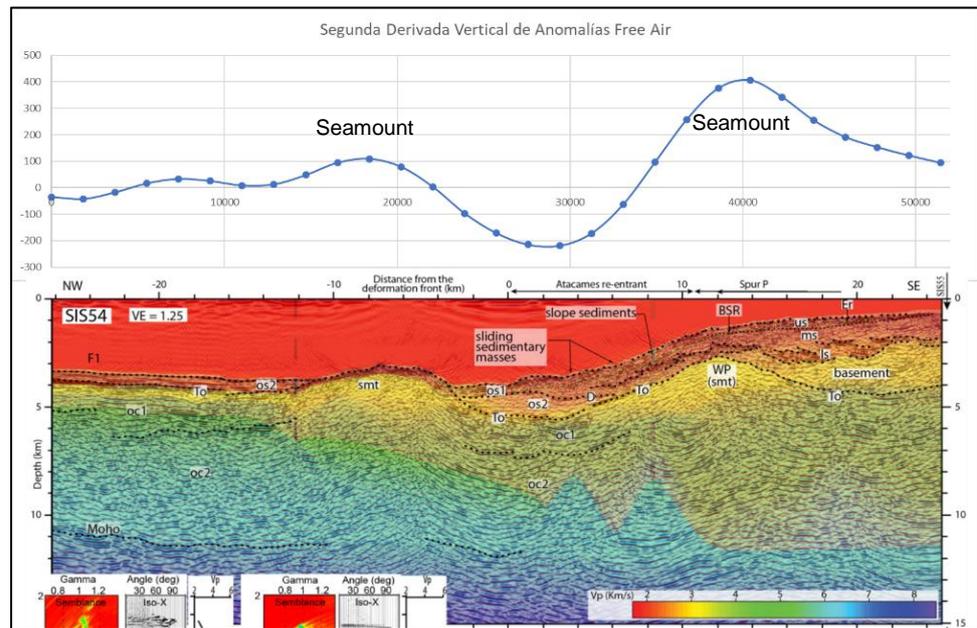


Figura 5.11 Comparación entre la segunda derivada vertical de gravedad y la línea sísmica SIS54 interpretada por Marcaillou et al., 2016.

Fuente: Torres, M., 2017.

En la línea 55, interpretada por Marcaillou (2016), parece haber una relación entre la segunda derivada y las estructuras descritas en esta línea. El pico en subducción identificado coincide con una anomalía alta, y algunas partes donde los sedimentos son potentes se observan valores negativos. Igual que en la línea anterior, las partes interpretadas como basamento coinciden con valores positivos.

Otra línea analizada fue la SIS22, mucho más heterogénea que la línea SIS54. En este perfil llama la atención que la fosa aún es un rasgo bastante marcado, como se ve en el valor negativo hacia el eje

de ésta. Al oeste de la línea hay valores altos que seguramente están relacionados con la batimetría menos profunda, con una capa de sedimentos de poco espesor y por ende por una corteza oceánica más somera. El cambio hacia valores más bajos hacia el este se debería a una falla normal que hace que la corteza oceánica sea más profunda hacia la fosa. Continuando hacia el este de la línea, los valores son bajos hasta que el punto donde inicia el escarpe semicircular atribuido a la entrada de un monte submarino (**Figura 4.2**). A partir de aquí los valores son mucho más altos. Esto se atribuye en parte a la batimetría, pero por la distancia que cubre esta primera parte alta en la segunda derivada, parece consistente con lo que Marcaillou (2016) propusieron como un posible monte submarino. Finalmente, el gradiente baja un poco y vuelve a subir, pero no alcanza valores tan altos, tras cual baja y nuevamente sube. Esto se lo atribuye a la presencia de basamento y a variaciones locales en el espesor sedimentario.

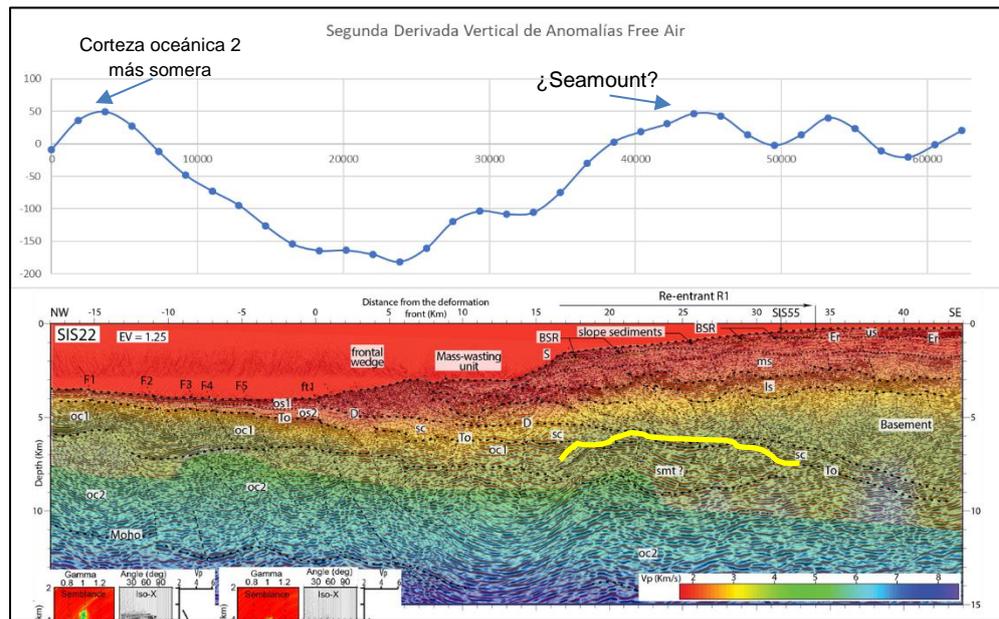


Figura 5.12 Comparación entre la segunda derivada vertical de gravedad y la línea sísmica SIS54 interpretada por Marcaillou et al., 2016.

Fuente: Torres, M., 2017.

Hacia el sur, frente a Isla de la Plata, los picos descritos por Sanclemente (2014) y Sage et al. (2006) no presentan una relación tan clara como en los picos del norte. Pese a ello, algunos picos guardan una mejor relación que los demás, estos son los que se encuentran en la parte inicial de la interfase de subducción (hasta 10 o 20 km), debajo del talud inferior, son relativamente altos (más de 2 km) y el ángulo de subducción es pequeño. De estos, los picos más prominentes son los identificados en las líneas SIS68, donde el ángulo de 3° , lo que permite que los montes sean aún más someros y mejora la identificación. Esto tiene sentido si se compara con los montes

identificados por Marcaillou et al. (2016), donde el ángulo de subducción también es pequeño al inicio y los montes son de hasta más de 2 km.

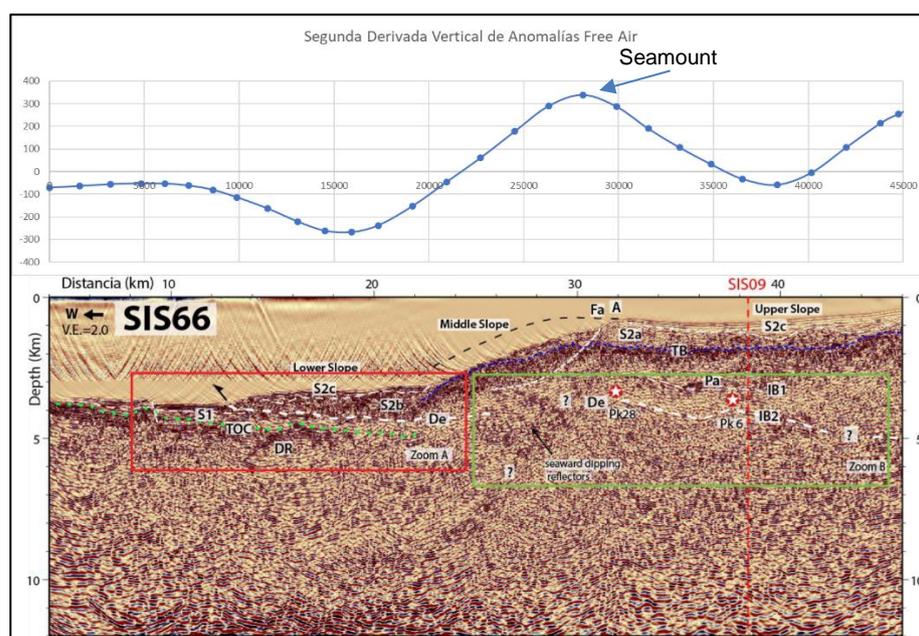


Figura 5.13 Comparación entre la segunda derivada vertical de gravedad y la línea sísmica SIS66 interpretada por Sanclemente (2014).

Fuente: Torres, M., 2017.

5.9. Posible ubicación de nuevos montes submarinos en la parte inicial de la interfase de subducción.

La interpretación con los perfiles permitió un primer intento de correlación espacial de los montes. Utilizando el mapa de anomalías Free Air realizado 5x5, se hizo una correlación entre las anomalías más altas y los escarpes más probables, con lo que preliminarmente se proponen tres montes adicionales donde no existe sísmica para comprobar su existencia. Además, se propone la extensión en

superficie para los montes Atacames (**Figura 5.14**), el monte debajo de la línea SIS66 y uno que podría estar relacionado a la línea SIS14 (**Figura 2.27**)

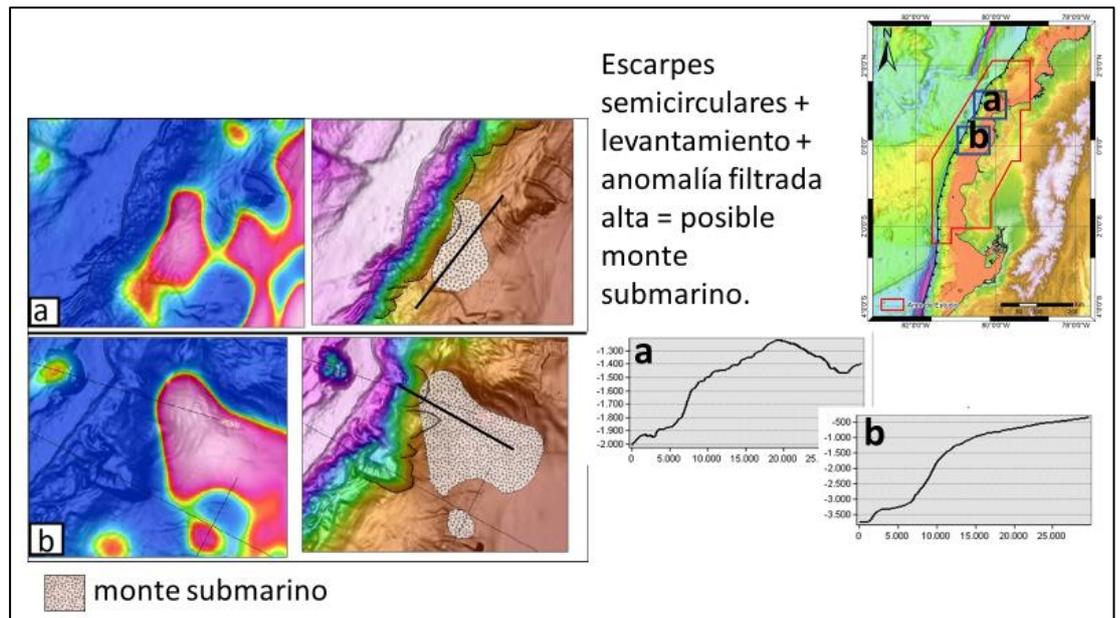


Figura 5.14 Los principales montes identificados con las anomalías realzadas y evidencias morfológicas como escarpes y levantamientos al norte del área de estudio. A la izquierda se indican las anomalías gravimétricas realzadas. En medio se indican los escarpes y la posible extensión de los montes submarinos según el mapa de las figuras de la izquierda. A la derecha se indican los perfiles señalados en negro en las figuras de en medio, donde se aprecia el levantamiento tras los escarpes.

Fuente: Torres, M., 2017.

En la parte del monte Atacames (**Figura 5.14**), el cuerpo que propone Marcaillou et al. (2016) como posible monte submarino en la línea SIS55 podría tratarse de parte del monte Atacames, pues este habría sido cortado por una falla sinistral de azimuth N60° que pasaría por

esta zona, desplazando este pequeño monte o segmento hacia el este. La falla mencionada es analizada en el punto **5.10.3**.

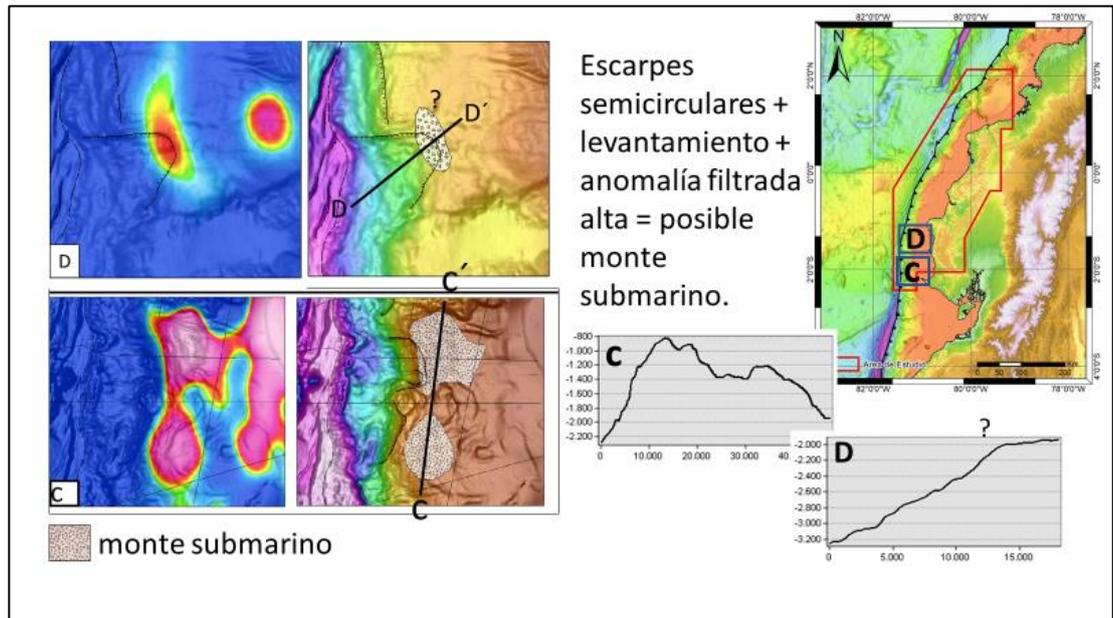


Figura 5.15 Los principales montes identificados con las anomalías realzadas y evidencias morfológicas como escarpes y levantamientos al sur del área de estudio. A la izquierda se indican las anomalías gravimétricas realzadas. En medio se indican los escarpes y la posible extensión de los montes submarinos según el mapa de las figuras de la izquierda. A la derecha se indican los perfiles señalados en negro en las figuras de en medio, donde se aprecia el levantamiento tras los escarpes.

Fuente: Torres, M., 2017.

De este criterio para identificar montes submarinos, la única posible inconsistencia en la parte inicial de la interfase de placas en la línea SIS05, donde aparece un valor relativamente alto en la segunda derivada que se atribuye al basamento en la placa continental. La anomalía que genera este cuerpo es más alta que la de los picos en subducción. Se debe tomar en cuenta que en esta parte el ángulo de

subducción es un poco mayor que en otras líneas y los picos están relativamente más profundos, lo que podría explicar los bajos valores encima de ellos.

5.10. Interpretación de lineamientos en el mapa de curvatura con la batimetría, topografía y sismicidad.

Se interpretó cada lineamiento identificado, buscando una relación con rasgos en la batimetría y topografía para poder inferir si estos lineamientos correspondían a fallas. Los cambios bruscos en el mapa de curvatura de por sí denotan algún cambio en los cuerpos que producen las anomalías, lo que supone la presencia de una falla, pero el sentido de su movimiento es difícil de determinar, así como la profundidad, por lo que es necesario complementar la interpretación con otras fuentes de datos. Una visualización más detallada de los lineamientos interpretados en la curvatura se puede conseguir en el anexo B.

5.10.1. Reubicación de la falla Manglares y extensión de la falla Mataje.

Hacia el norte, frente a San Lorenzo la sismicidad histórica que incluye sismos de gran magnitud como el de Mw 8.2 de 1979 ha impulsado el estudio de las estructuras que podrían condicionar la sismicidad. Collot et al. (2004), propuso a través

de la interpretación de las líneas SIS24, SIS45 y SIS32 a la falla Manglares, una falla inversa profunda con un fuerte buzamiento hacia el norte y límite septentrional de la cuenca Manglares, como una barrera sísmica que pudo haber limitado la zona de ruptura del terremoto de 1979. El rumbo de esta falla fue establecido en N106°E, basado en una proyección del borde sur del cabo Manglares hacia las líneas donde se observaba la falla (Collot, y otros, 2004) (ver **Figura 5.16**).

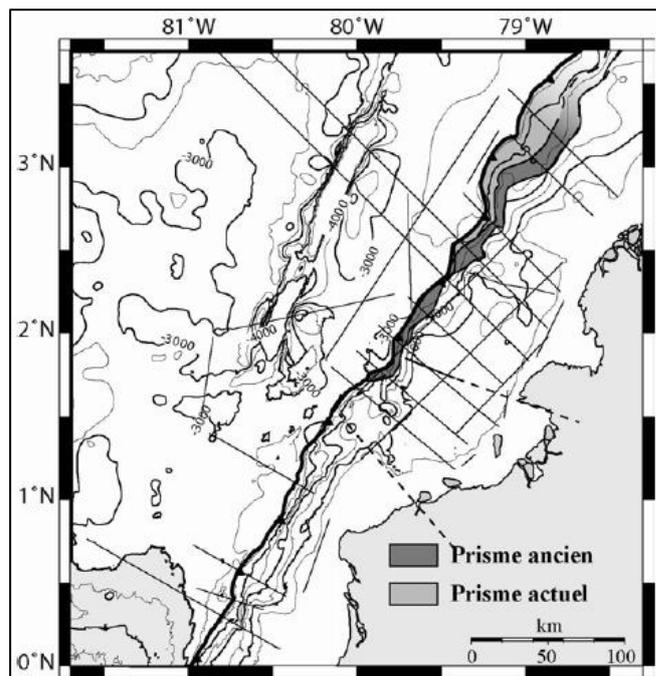


Figura 5.16 Mapa del norte del margen ecuatorial donde se indica la proyección de la falla Manglares hacia las líneas sísmicas donde se presume fue observada.

Fuente: Marcaillou, B., 2003.

Al momento de dicha proyección, la batimetría era de baja resolución y no permitía un análisis geomorfológico detallado, así mismo la topografía y línea de costa no tenían la precisión con la que los modelos digitales del terreno cuentan actualmente. Tomando en cuenta lo anterior, se decidió comprobar el rumbo señalado antes, y se apreció que este no coincide con el del borde sur del cabo Manglares y que este último en realidad es aproximadamente N129°E. Este es el rumbo de lo que en continente ha sido descrito por Dumont et al., (2005) como falla Mataje, cuya actividad cuaternaria fue estudiada por estos autores. Al realizar una proyección de la falla Mataje hacia el mar, la línea resultante parece desfazar algunas anomalías positivas en el mapa de anomalías Free Air (**Figura 5.17**) y si se superpone esta línea sobre la curvatura del gradiente vertical de gravedad, esta coincide con un lineamiento marcado, a lo largo del cual se desfazan valores de curvatura (**Figura 5.17**). Esta proyección sería la continuación de la falla Mataje y, además, de acuerdo con lo observado en la sismicidad, de alguna manera está relacionada con un lineamiento de sismos que separa el norte donde hay mayor ocurrencia de eventos sísmicos, de la parte inmediatamente al sur donde ha habido menor ocurrencia (**Figura 5.18**). Esto

último de acuerdo con el catálogo homogenizado de sismos hasta 2009 del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional.

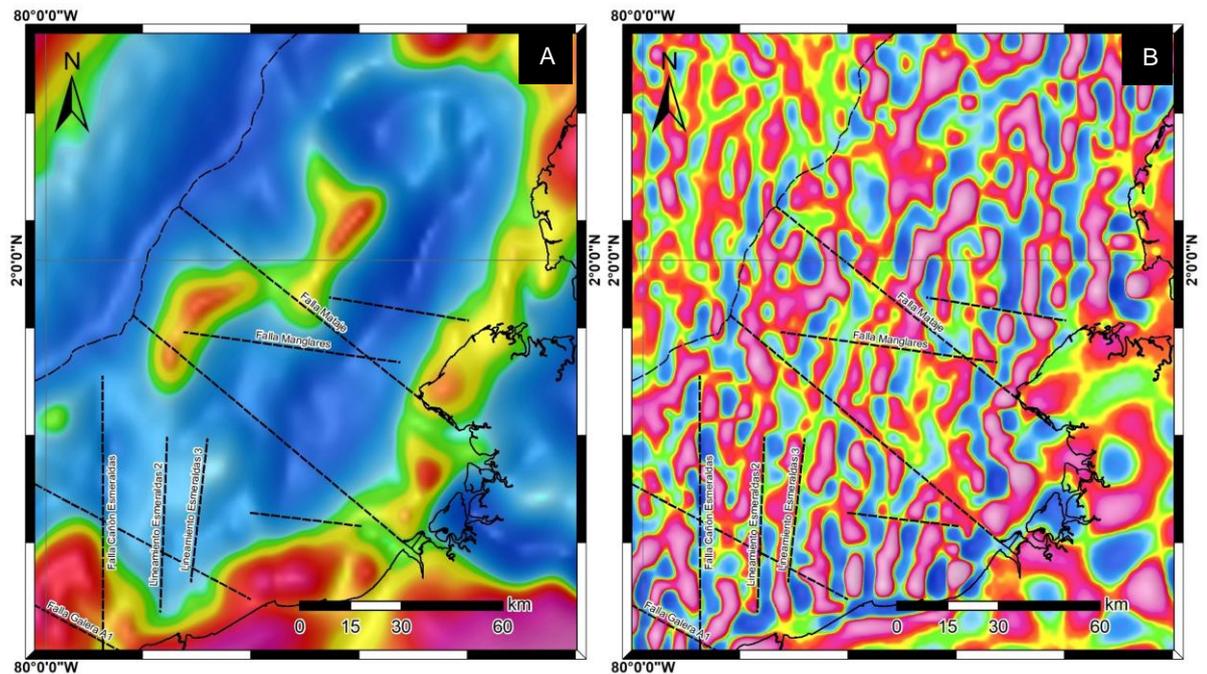


Figura 5.17 Mapa de anomalías Free Air (A) y mapa de curvatura (B), en ambos se distingue la falla Mataje, mientras que la fallas Manglares se distingue bien solo en la curvatura.

Fuente: Torres, M., 2017.

De este modo, si la falla Manglares descrita por Collot et al. (2004) en las líneas SIS24 y SIS32 no es la misma que la falla Mataje, entonces se trata de otra falla. Al ubicar la falla a lo largo de la línea sísmica sobre el mapa en planta, se pudo observar cómo ésta coincide con un lineamiento de dirección $N98^\circ$ (Figura 5.17). Este lineamiento donde los valores de curvatura se desfazan corresponde morfológicamente con un

alto en la batimetría, cuyo límite sur tiene la misma dirección que el lineamiento (**Figura 5.18 B**). Además, este salto en la batimetría multihaz coincide con una observación hecha por Collot et al. (2004) sobre la batimetría levantada encima de la línea sísmica SIS24 (**Figura 5.18 C**). Por lo anterior, se presume que el rumbo de la falla Manglares sería aproximadamente N98°, siendo una falla distinta a la falla Mataje.

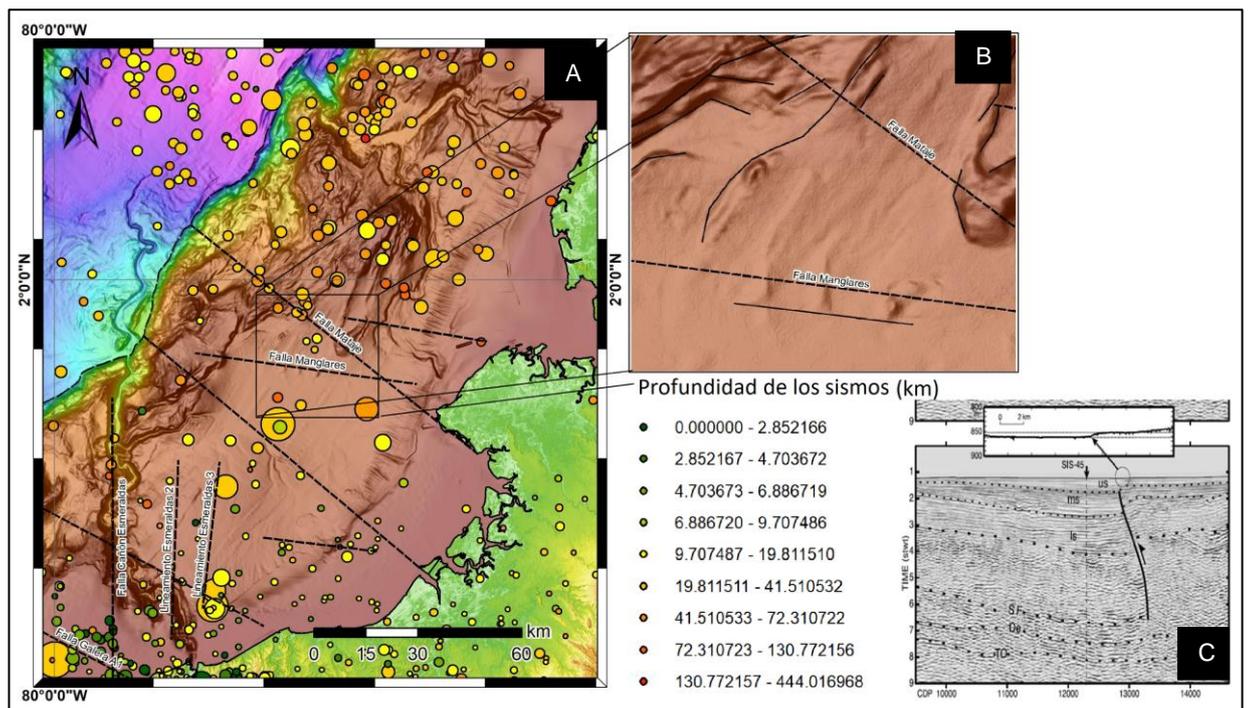


Figura 5.18 (A) Mapa batimétrico del sector entre Manglares y Tumaco. Se aprecia cómo la sismicidad parece ser mayor al norte de la falla Mataje. (B) se observa el alto morfológico de la falla Manglares y (C) la línea sísmica donde fue identificada (Marcaillou, 2003). El tamaño de los círculos crece con la magnitud de los sismos. **Fuente:** Torres, M., 2017.

5.10.2. Falla del cañón de Esmeraldas

Collot et al. (2004) señalaron la posibilidad de que la falla Esmeraldas hubiese actuado como barrera sísmica en los terremotos de 1958 y 1979, limitando hacia el sur las zonas de ruptura de ambos eventos. Ellos no solamente correlacionaron las zonas de ruptura con la ubicación de las fallas en superficie, sino también la profundidad de una falla observada en la línea SIS24. Esta falla, que inicia en la pared norte del cañón de Esmeraldas, se extiende hasta el Décollement y por medio de una proyección de la falla Esmeraldas, caracterizada en el continente, Collot et al. (2004) propusieron que esta falla profunda correspondía a la falla Esmeraldas como tal.

Estudios más recientes como el de Silva (2007) propone que esta falla y otras identificadas en torno al cañón, son fallas profundas de dirección casi N-S que llegan hasta el basamento. Esto fue determinado por medio de batimetría multihaz de la campaña Amadeus, misma con la que se ha contado para este trabajo, y con sísmica multicanal obtenida en la misma campaña. Además, Silva (2007) proyectó estas fallas N-S hacia el continente, donde se correlacionarían con fallas potencialmente activas en el norte de Esmeraldas y tendrían rumbos similares.

Tomando esta referencia, se observó que la gravimetría presenta un marcado lineamiento en la dirección N-S en la zona del cañón de Esmeraldas y que este parece extenderse hacia el continente, aunque esto último no fue tan claro puesto que la gravimetría en tierra es de menor resolución (**Figura 5.19 A**), pero la correlación con una falla inferida en tierra, donde ocurre un marcado cambio geomorfológico entre la regiones al este y al oeste de la falla sustentan más la prolongación del lineamiento. Por medio del mapa de anomalías Free Air fue posible observar que estos lineamientos limitarían hacia el este la parte de anomalías gravimétricas muy positivas del promontorio Esmeraldas (**Figura 5.19 A**). De manera similar, el mapa de curvatura permitió ver otros lineamientos que podría ser prolongaciones de las fallas de los otros segmentos del cañón de Esmeraldas.

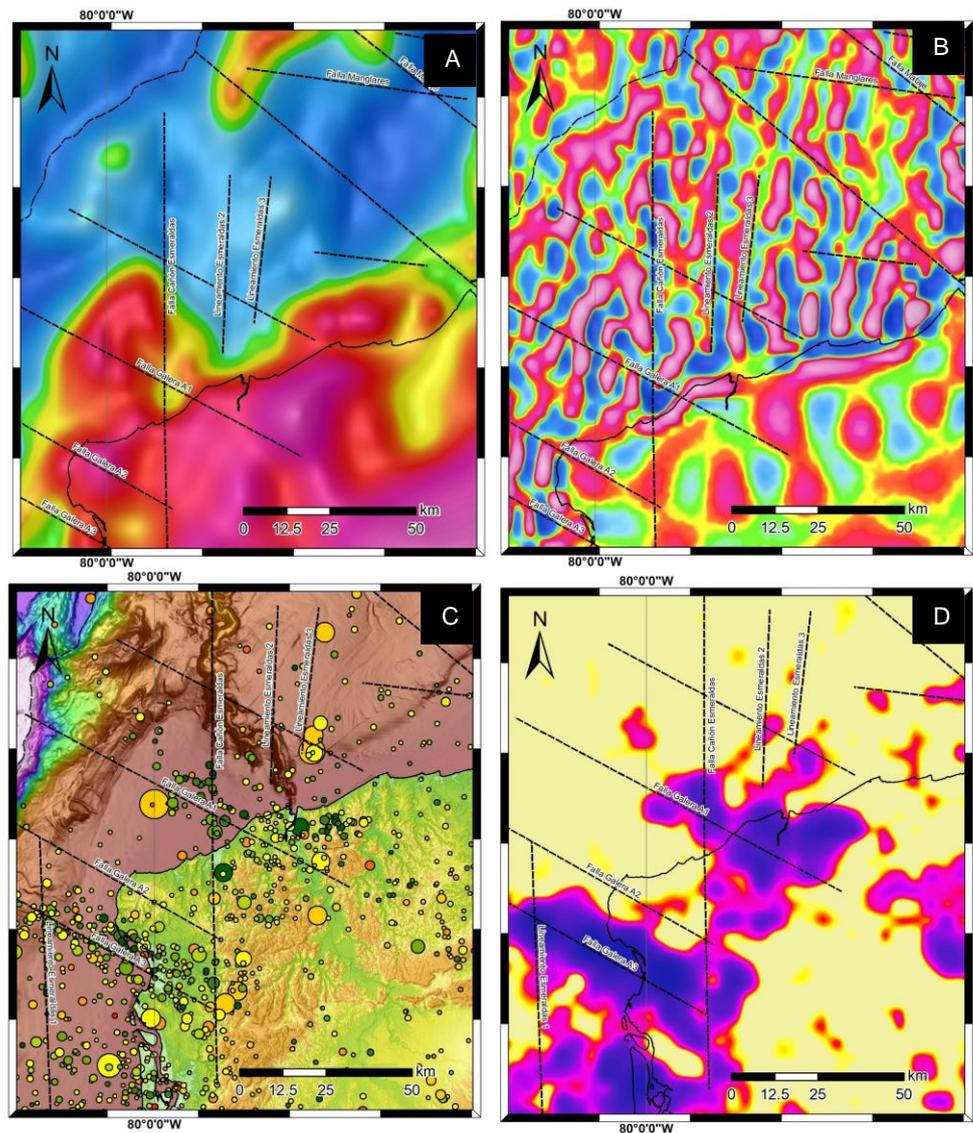


Figura 5.19 Comparación de diferentes mapas para la falla Esmeraldas. Anomalías Free Air (A), Curvatura (B), topográfico con sismos (C) y densidad de sismos (D). La densidad crece de crema a morado. La leyenda de los sismos es la misma de la figura anterior. Los completos de sismos y densidad de sismos se encuentra en los anexos C y D.

Fuente: Torres, M., 2017.

Al observar la sismicidad de catálogo homogenizado hasta 2009 del IGEPN, se observó que existe un límite N-S

separando una región con muchos sismos de otra donde ha habido una menor cantidad. También se identificaron algunos eventos en este límite están alineados con dicha dirección (**Figura 5.19** C y D). Este límite coincide con la proyección hacia el continente del lineamiento sobre el cañón y que es parcialmente visible con la gravimetría, por lo que la sismicidad parece estar relacionada geográficamente con este lineamiento y por tanto con estas fallas profundas N-S.

5.10.3. Fallas relacionadas al alineamiento Galera.

Varios trabajos sobre la sismicidad en la zona de Esmeraldas han señalado el lineamiento que agrupa numerosos sismos en torno a Punta Galera, (Font et al., 2013; Segovia, 2001). Al observar las anomalías Free Air no es posible observar alguna relación entre los sismos y la gravimetría, sin embargo, al comparar los sismos con el mapa de curvatura del gradiente vertical, es posible ver lineamientos que coinciden con gran parte de los sismos en esta región. Estos lineamientos se denotan por el desfase en los valores de curvatura a ambos lados de los mismos y tienen un rumbo aproximado de N60°W (**Figura 5.20**).

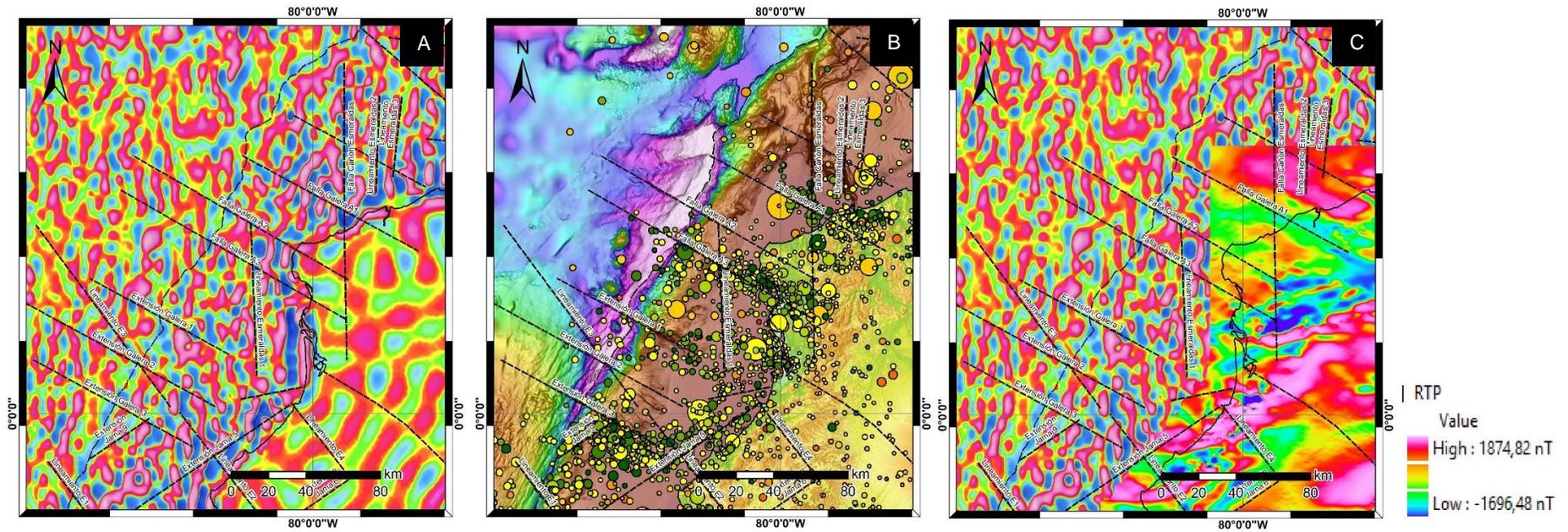


Figura 5.20 (A) Lineamientos asociados a Galera identificados en la curvatura. (B) Su relación con la sismicidad (IGEPN, 2017) y (C) la evidencia en aeromagnetometría (INIGEMM, 2017). La leyenda de los sismos es la misma de la **Figura 5.18**.

Fuente: Torres, M., 2017

Al observar la geomorfología sobre los lineamientos, se ve que existen algunas colinas que se alinean en la misma dirección, constituyendo parte de la expresión geomorfológica de la actividad de fallas en torno a Punta Galera. Por otro lado, si se analiza la morfología sobre la batimetría, se aprecia que en la plataforma no hay mayor evidencia morfológica, aunque en esta parte solo se dispone de batimetría por sondeos, pero en la superficie anterior a la fosa, sobre la placa oceánica, se observan algunos escarpes que comparten la misma dirección que estos lineamientos, estos podrían corresponder a fallas normales y serían perpendiculares al eje de la fosa (**Figura 5.21**). Estos escarpes cortan a los escarpes de fallas normales que son paralelas a la fosa y por lo que podrían ser fallas más recientes o contemporáneas a estas últimas. La clara presencia de estos lineamientos en el mapa de curvatura sobre ambas placas sugiere que se trata de un sistema que funciona sobre ambas placas. La evidencia morfológica sugiere que se trataría de fallas que tendrían además una componente de rumbo, pues además de los escarpes, se observan numerosos lineamientos en el talud que parecen indicar un movimiento sinistral, algo que es mucho más claro al observar cómo el

monte Atacames se encuentra fracturado por una falla sinistral, aunque esto último aplicaría a las fallas que se encuentran al sur y no a las que están relacionadas directamente con el alineamiento Galera (**Figura 5.21**). En relación con los lineamientos asociados al lineamiento de sismos de Galera, existen sobre la placa de Nazca estructuras aparentemente desfasadas que podrían constituir la evidencia de desplazamiento sinistral (**Figura 5.21**). Adicionalmente, los lineamientos marcados en torno a Galera también son observables en la magnetometría reducida al Polo de Petroecuador (que se encuentra disponible para su visualización en el geovisor del INIGEMM), y se distinguen como lineamientos donde los valores tienden a ser más bajos o cero (**Figura 5.20**).

Finalmente, por lo observado en los picos del monte Atacames en subducción, existen ciertos lineamientos en la segunda derivada vertical que son consistentes con lo interpretado en las líneas sísmicas, y que podrían indicar el desmembramiento del Monte Atacames debido al sistema sinistral (**Figura 5.21**).

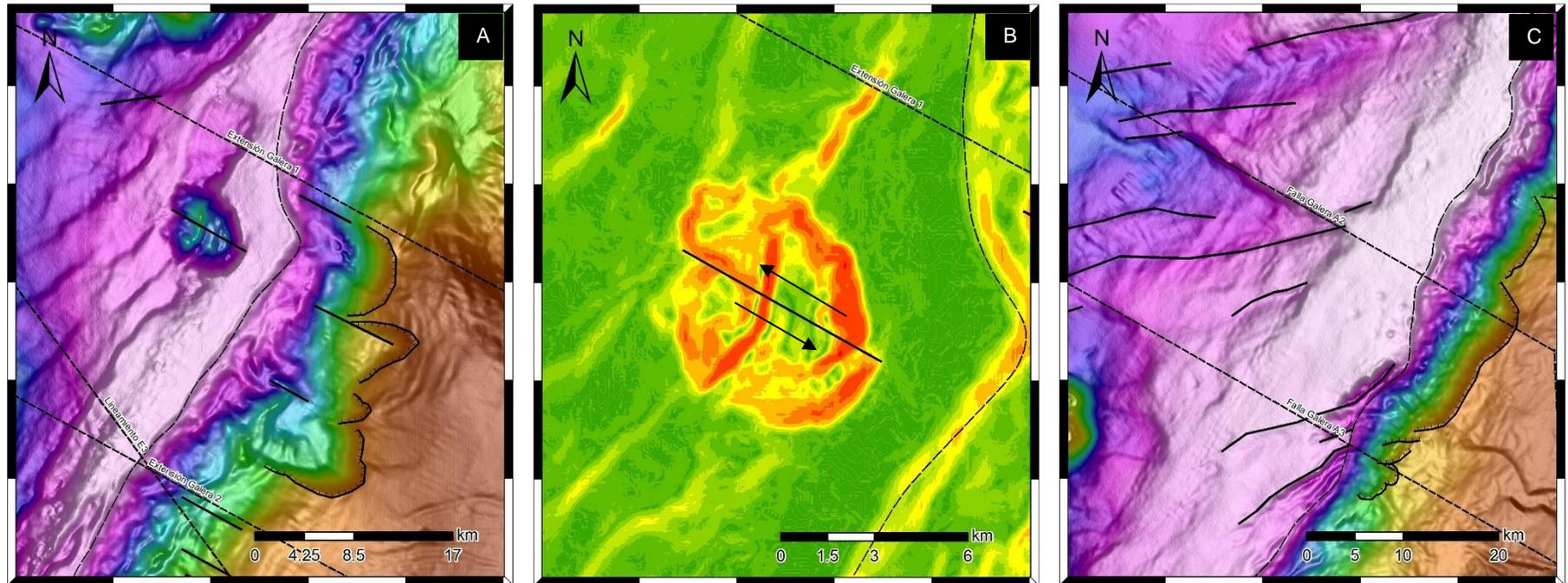


Figura 5.21 (A) y (B) Evidencia morfológica de la actividad de las fallas de relacionadas al alineamiento Galera. (B) se distingue un desplazamiento sinistral sobre un monte submarino en el mapa de pendiente.

Fuente: Torres, M., 2017.

5.10.4. Lineamientos relacionados al sistema de fallas de Jama.

Los rasgos más notorios en los diferentes mapas gravimétricos fueron los lineamientos que comparten una dirección aproximada a la del sistema de fallas de Jama ($N55^\circ$) (**Figura 5.22**), tanto en continente, como en la plataforma. Algunos de estos lineamientos se prolongan hacia la placa oceánica que no aún no entra en subducción.

En la batimetría la evidencia es menos marcada que lo visto con las fallas de Galera, sin embargo, existen pequeñas fracturas que tienen una dirección similar a la de los lineamientos. Estas pequeñas fracturas en algunos casos dan un indicio de movimiento dextral, lo que es coherente con la cinemática propuesta del sistema de fallas de Jama (Hernández, 2012) (**Figura 5.23**).

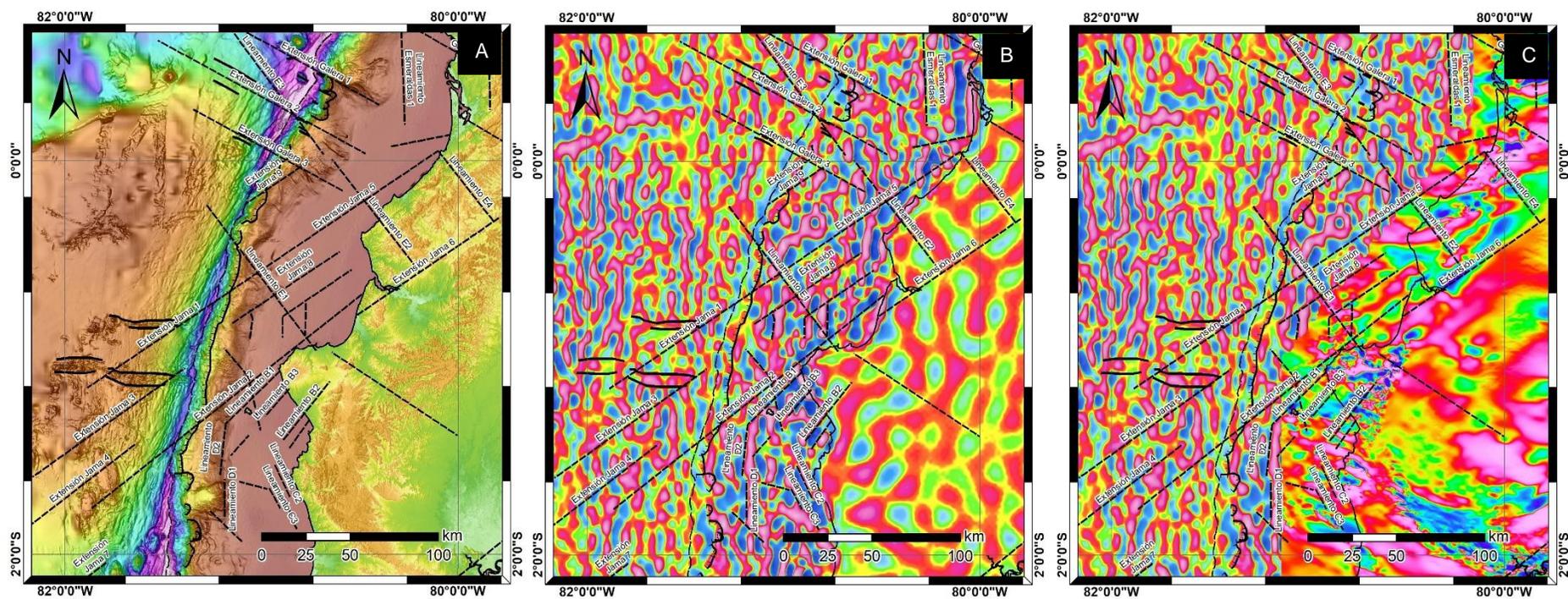


Figura 5.22 (A) Lineamientos identificados asociados al sistema de fallas de Jama en la topografía. (B) Lineamientos sobre el mapa de curvatura. (C) Se evidencian parcialmente los lineamientos en la aeromagnetometría.

Fuente: Torres, M., 2017; INIGEMM, 2017.

Dentro de la sismicidad, también hay ciertos lineamientos que se podrían asociar a los lineamientos en la curvatura o al sistema de fallas de Jama en sí (**Figura 5.22**). Esto sustentaría la posible extensión del sistema, y quizás los lineamientos en la curvatura estarían marcando estructuras mayores que habrían formado las fallas identificadas por Hernández (2014) en la plataforma continental, que limitan la cuenca de Jama. Así mismo, estas estructuras podrían haber controlado la formación del sistema costa adentro.

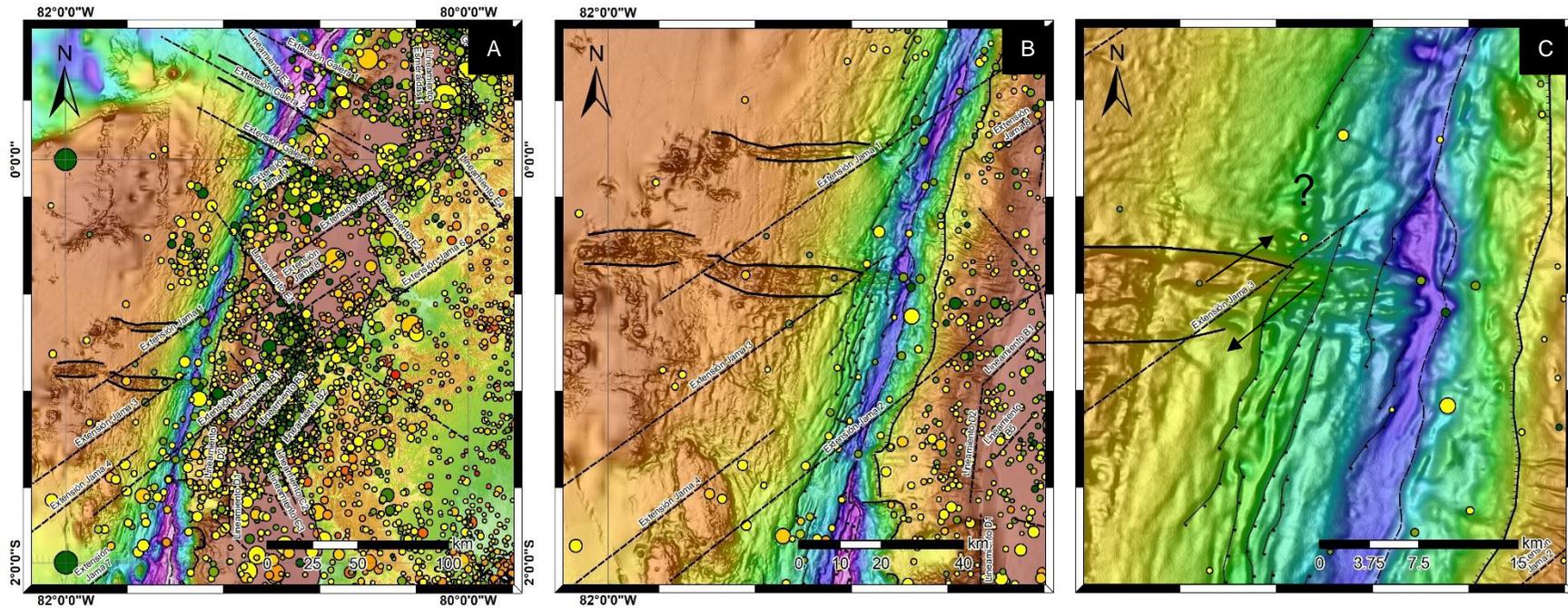


Figura 5.23 (A) Comparación entre los lineamientos de Jama y la sismicidad (IGEPN, 2017). (B y C) se observan evidencias morfológicas de posible desplazamiento dextral. La leyenda de los sismos es la misma de la **Figura 5.18**.

Fuente: Torres, M., 2017

5.10.5. Lineamientos al este de Isla de la Plata

Al este de Isla de la Plata se observó algunos lineamientos en la curvatura con un azimut cercano al del sistema de fallas de Jama ($N40^\circ$), a los que se denominó B. Aunque también se pudo identificar otras familias de lineamientos (**Figura 5.22**), que estarían relacionadas a fallas identificadas por Hernández (2014), la familia B parece estar más relacionada con la sismicidad local. Segovia (2016) realizó un estudio de la sismicidad registrada entre los años 2011 y 2013, determinando de forma más precisa epicentros e hipocentros de los eventos ocurridos en ese intervalo de tiempo. Al comparar el resultado se puede observar que los dos mayores lineamientos de sismos tienen una dirección preferencial aproximada a la familia B y parecen estar marcados hacia el norte por algunos de los lineamientos de la familia en mención (**Figura 5.24**).

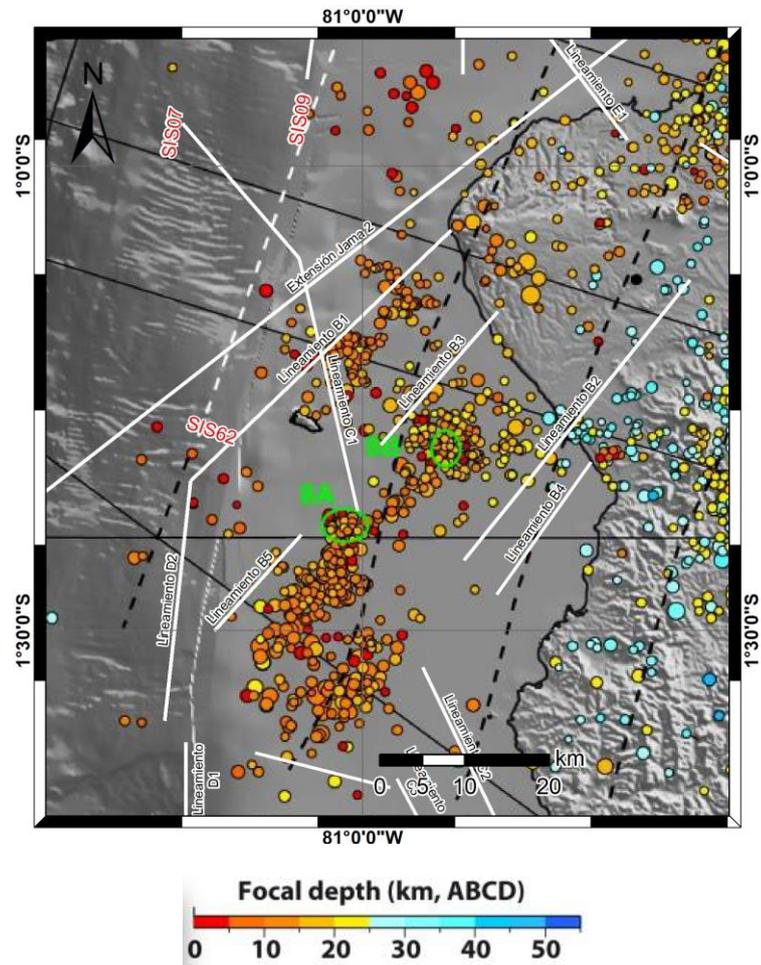


Figura 5.24 Mapa de la plataforma al suroeste de la península de Manta donde se observan los lineamientos identificados en la curvatura (líneas blancas continuas) y los sismos entre los años 2011 y 2013. Modificado de Segovia (2016).

Fuente: Torres, M., 2017

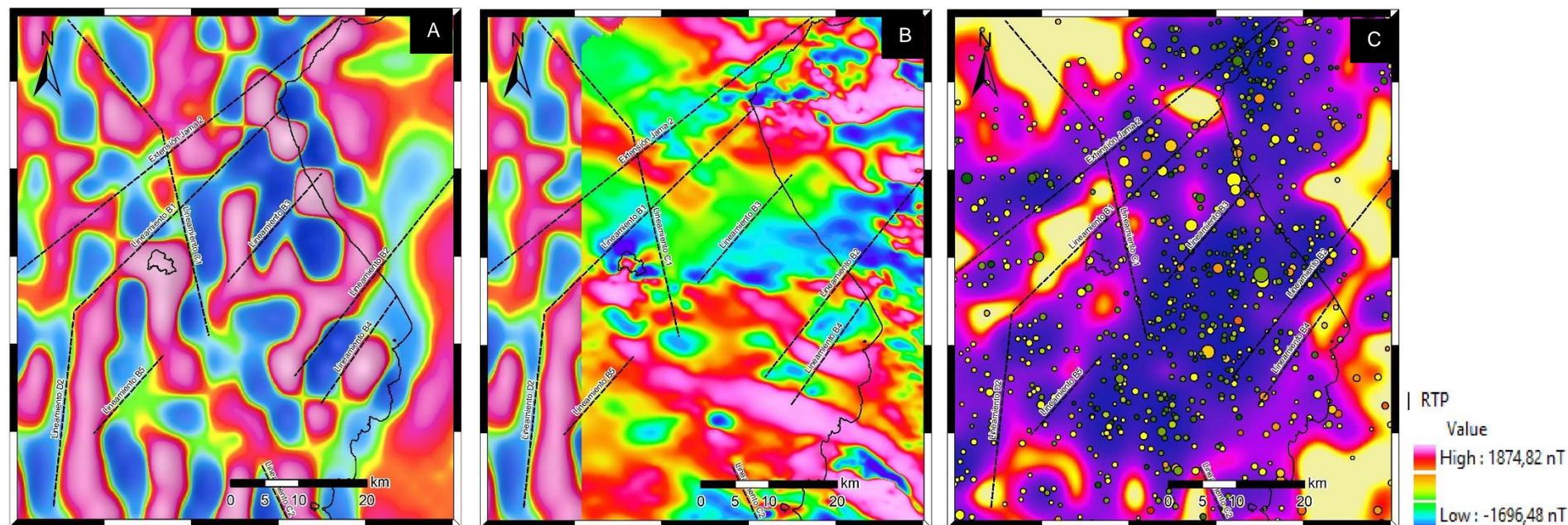


Figura 5.25 (A) Lineamientos asociados a sismicidad en Isla de la Plata vistos en la curvatura. (B) La correlación con la magnetometría (INIGEMM, 2017) y (C) la relación con la sismicidad (IGEPN, 2017). La leyenda de los sismos es la misma de la **Figura 5.18**.

Fuente: Torres, M., 2017.

Al comparar la sismicidad en la zona por medio los tres catálogos de sismos disponibles en el sitio del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, se evidencia un clúster de sismos relativamente someros (hasta 5 km de profundidad según los catálogos) que encaja entre los lineamientos observados en la curvatura (**Figura 2.24**). Además, y como sustento adicional de la presencia de estructuras sobre esta región, en el mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo, es posible distinguir claramente lineamientos que se superponen muy bien sobre los observados en la curvatura (**Figura 5.25**).

5.11. Fallas interpretadas y su relación con zonas de ruptura:

Posibles barreras sísmicas.

Al superponer los lineamientos interpretados sobre los mapas de zonas de ruptura y zonas de máximo momento sísmico de grandes terremotos ocurridos en el área de estudio, se observa que algunos de estos lineamientos se encuentran en los límites de estas zonas de ruptura (**Figura 5.26**). Tomando en consideración cómo la sismicidad se alinea a algunos de estos lineamientos, se propone que las fallas asociadas a estos lineamientos podrían haber actuado según el caso como barreras sísmicas.

Hacia el norte de la zona de estudio, al comparar los lineamientos, el límite suroeste de la zona de ruptura del terremoto de 1979 según Swenson & Beck (1996) no parece coincidir con la falla Manglares, sino que quedaría más al sur, por lo que lo propuesto por Collot et al. (2004) sobre que esta falla no fue barrera para este evento se mantiene.

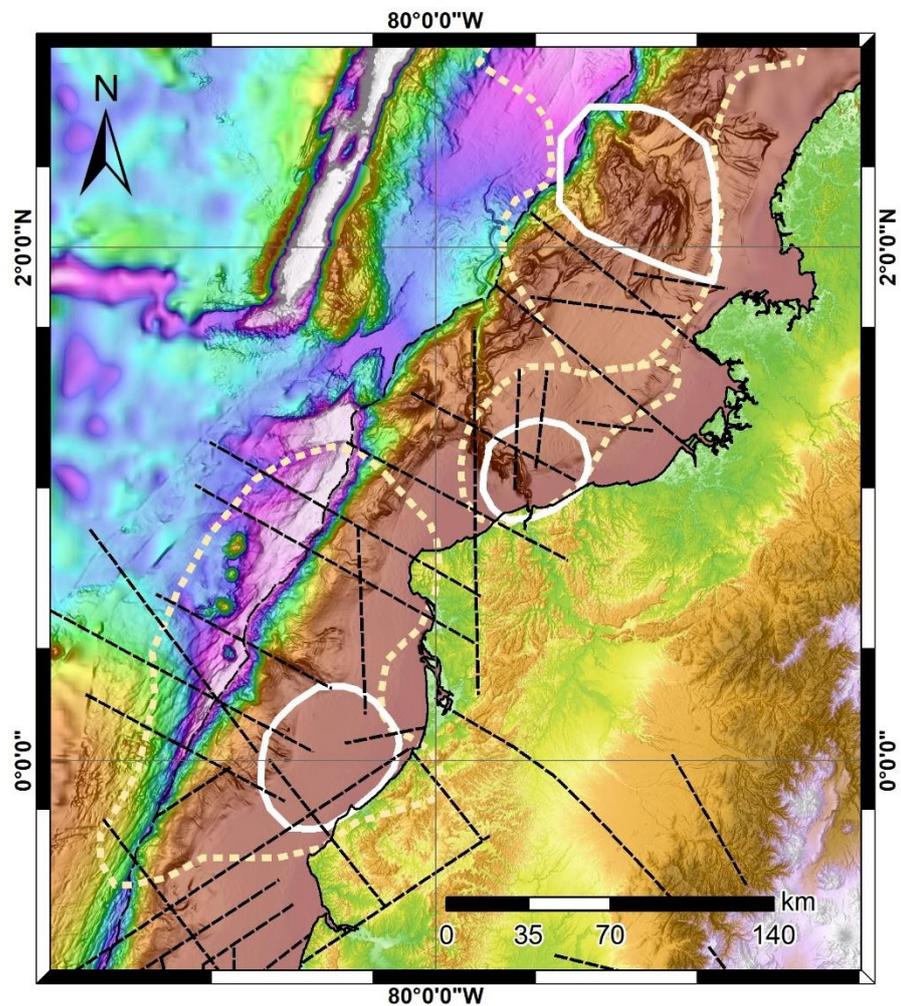


Figura 5.26 Zonas de ruptura de los terremotos (de sur a norte) de 1942, 1958 y 1979 (Swenson & Beck, 1996) y su relación con los lineamientos. Las líneas punteadas indican

las zonas de ruptura, las líneas continuas las zonas de máxima ruptura

Fuente: Torres, M., 2017.

Para el evento de 1958, si se comparan las elipses propuestas por Collot et al. (2004) con base en el modelo de Mendoza & Dewey (1984), la falla Manglares, pese a haber sido reubicada en este trabajo, sigue estando geográficamente en el límite norte de la zona de ruptura del terremoto (**Figura 5.26**). Donde ocurre un cambio es al límite sur, donde la falla que proponían originalmente Collot et al. (2004) en el cañón de Esmeraldas como la falla Esmeraldas, sería realmente una falla profunda NS del cañón y, por las observaciones hechas a la sismicidad actual, es plausible que esta haya sido una barrera que limitó hacia el suroeste la zona de ruptura (**Figura 5.26**). Además, por la dirección de las estructuras paralelas al alineamiento Galera, que se encontrarían activas, la más septentrional de éstas podría haber funcionado como una barrera que limitara hacia el sur la zona de ruptura (**Figura 5.26**).

Sin embargo, lo anterior es según las elipses mostradas por Collot et al. (2004), se podría considerar las zonas de ruptura según Swenson & Beck (1996). De acuerdo con éstas, el límite norte del evento de 1958 no coincidiría con la falla Manglares (**Figura 5.26**), y la barrera podría corresponder a otra estructura, como una medianamente marcada en la curvatura del gradiente de gravedad que tendría un

azimut similar al de la falla Mataje, sin embargo, como se discutió anteriormente, esta estructura no fue sugerida por Collot et al. (2004) en la línea SIS 24, por lo que no se trataría de una estructura remarcable en la sísmica y quizás no es muy profunda.

Por otro lado, en el evento de 1942, el límite norte de la zona de ruptura podría haber sido marcado por estructuras relacionadas a los lineamientos de Galera (**Figura 5.26**), tomando en cuenta la zona de ruptura propuesta por Swenson & Beck (1996). El límite sur es menos claro, pues confluyen lineamientos de diversas orientaciones y la sismicidad así mismo, sigue diferentes patrones en la actualidad, por lo que es probable que diferentes estructuras hayan contribuido como barreras sísmicas (**Figura 5.26**), además de las diferencias litológicas.

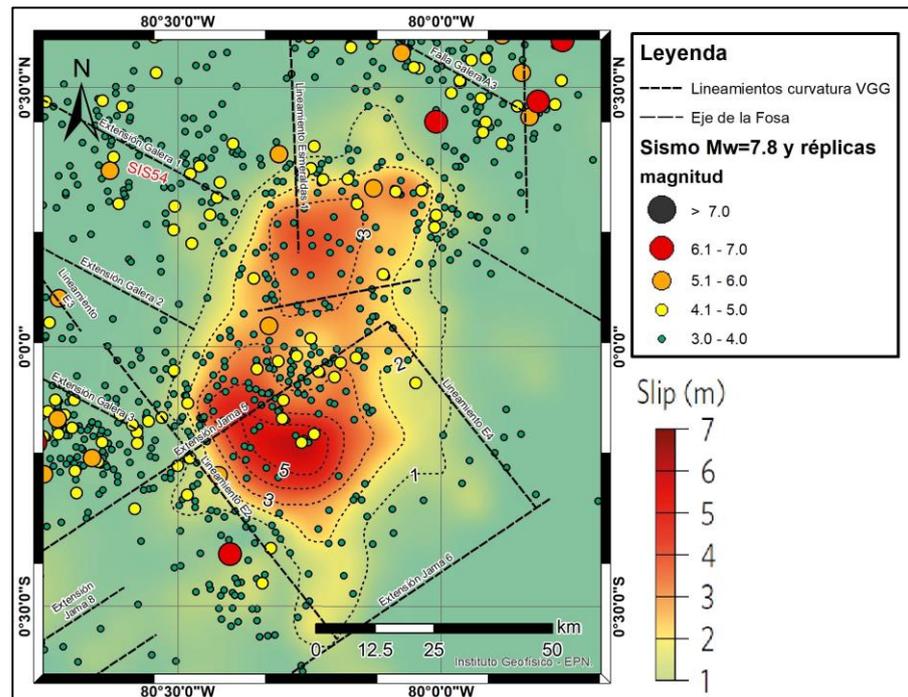


Figura 5.27 Mapa de desplazamiento cosísmico del terremoto de Pedernales de 2016 (Nocquet et al., 2016) con las réplicas del mismo (IGEPN, 2017) y los lineamientos identificados en la curvatura. Modificado de Nocquet et al. (2016).

Fuente: Torres, M., 2017.

Finalmente, para el evento de 2016, cuya distribución de desplazamiento cosísmico fue establecida con gran precisión por Nocquet et al. (2016), podría haber sido limitado hacia el sur por estructuras relacionadas al sistema de fallas de Jama (**Figura 5.27**), aunque llama la atención cómo el límite hacia el suroeste parece coincidir con el lineamiento E2 de azimuth $N142^\circ$ de la familia de lineamientos E, que también se pudo observar en la gravimetría en tierra (**Figura 5.27**). Hacia el sureste, donde ocurrió el mayor desplazamiento cosísmico, la zona de ruptura parece haber sido limitada por el macizo de Jama, donde predomina una anomalía

gravimétrica positiva con la orientación del sistema de fallas de Jama y que se atribuye a las rocas basálticas de Piñón, que en esta parte se considera alóctono (Luzieux, 2006). Finalmente, hacia el norte, al igual que con el evento de 1942, las estructuras alineadas al alineamiento Galera podrían haber funcionado como barreras (**Figura 5.27**), dado que después en esta zona ocurrieron numerosas réplicas alineadas.

5.12. Relación entre el acoplamiento intersísmico y lineamientos interpretados.

Al comparar el modelo de acoplamiento intersísmico de Chlieh et al. (2014) con los lineamientos marcados con la gravimetría se observa que algunos de estos parecen guardar una relación con los límites de las zonas acopladas (**Figura 5.28**). Por ejemplo, las estructuras relacionadas al alineamiento Galera parecen extender la zona acoplada en torno a ellas (**Figura 5.28**). Al norte, la parte más acoplada al noroeste de Cabo Manglares parece estar relacionada a la Falla Mataje, que, como se discutió anteriormente, parece ser un límite entre la sismicidad al norte y la inmediatamente al sur (**Figura 5.28**). Por otro lado, el acoplamiento en torno la zona donde prima el sistema de fallas de Jama parece estar limitado hacia el sureste por un marcado lineamiento de la gravimetría en tierra que probablemente corresponda a la falla Flavio Alfaro, que limita en esta dirección al

sistema de fallas de Jama (Reyes & Michaud, 2012) (**Figura 5.28**). Finalmente, un lineamiento (línea roja en **Figura 5.28**) de los que tiene mayor continuidad en la curvatura atraviesa la parte donde el acoplamiento es más alto frente a Isla de la Plata, por lo que la estructura asociada podría estar relacionada con el alto acoplamiento en ese punto (**Figura 5.28**). Pese a todo lo anterior, no todos los lineamientos tienen alguna relación con la distribución espacial del acoplamiento, y esto es seguramente porque no todas las estructuras estarían activas, además de que las diferencias estructurales a nivel de cuencas o altos en el basamento también estarían relacionadas con esta distribución, como lo señaló Hernández (2014) en torno a Isla de la Plata y sobre el Horst de Manta, y como se discutió arriba.

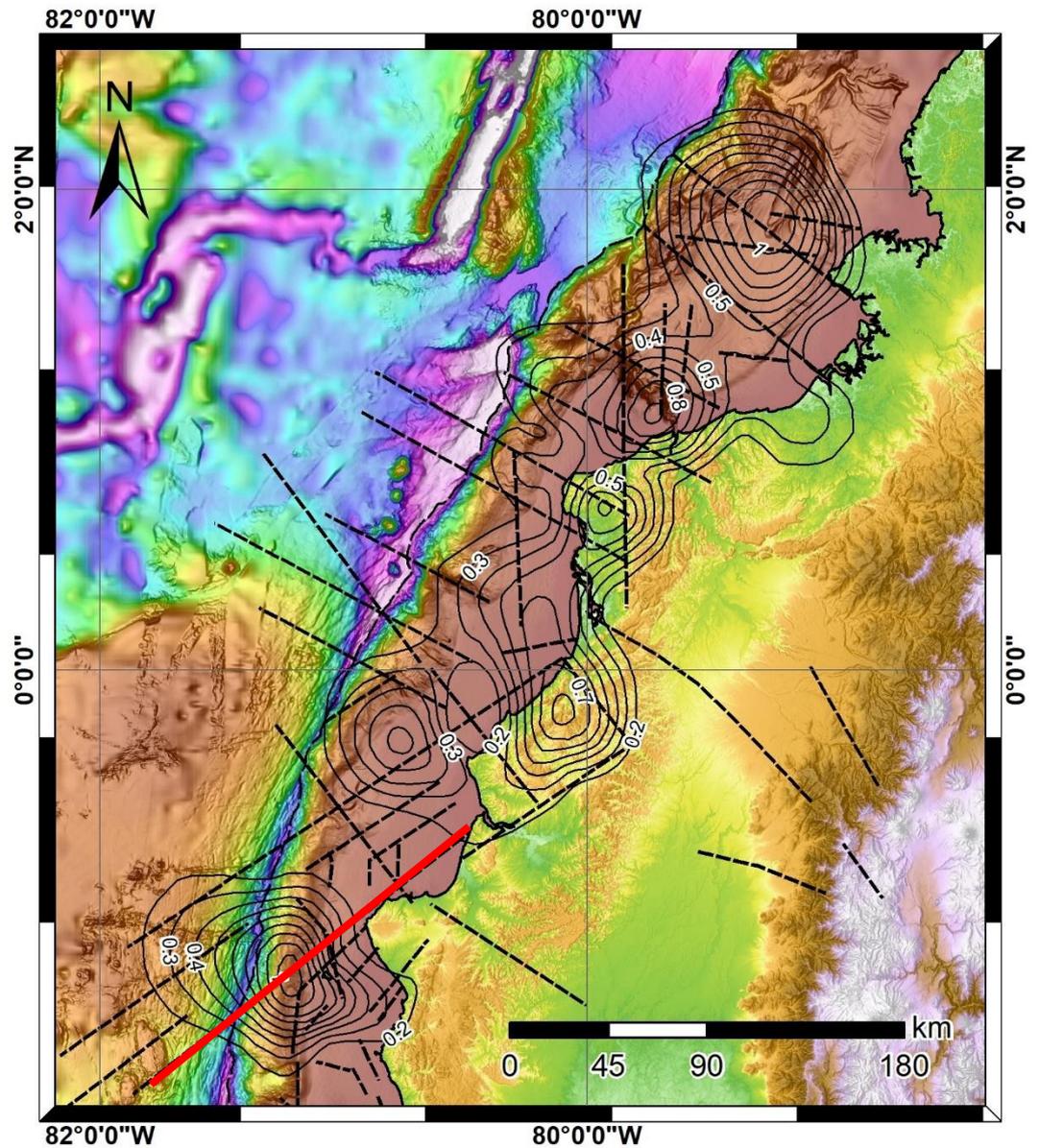


Figura 5.28 Mapa en que se superponen los alineamientos de las familias identificadas y el acoplamiento intersísmico de Chlieh et al. (2014). Las isólinas de acoplamiento son cada 10%.

Fuente: Torres, M., 2017

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

Se pudo identificar por medio de gravimetría satelital picos de montes submarinos que habían sido identificados previamente en sísmica profunda, sin embargo, a medida que las heterogeneidades en la placa cabalgante aumentan, especialmente por la presencia de basamento oceánico, la ambigüedad crece. A pesar de que la gravimetría satelital es considerada de baja resolución (espaciado de 2 km), si estas estructuras contrastan fuertemente con las rocas circundantes, es posible identificarlas, como es el caso de montes submarinos identificados por Marcaillou (2016), donde por encima de los picos hay esencialmente rocas sedimentarias y sedimentos poco consolidados.

El modelamiento gravimétrico, usando como base las líneas de sísmica profunda, puede ser una herramienta útil en la identificación de montes submarinos en subducción, para lo cual es necesario emplear todos los gradientes en el modelamiento. Para este trabajo solo se modeló con el valor de las anomalías Free Air, razón por la que no se habría conseguido evidenciar los montes por este método y sí mediante el análisis espacial mediante la aplicación de filtros y cálculos de gradientes.

Se pudo identificar algunos escarpes, adicionales a lo ya identificados por otros autores, que podrían relacionarse a la subducción de montes

submarinos. Su relación con anomalías positivas locales en la parte posterior de los escarpes sugiere que podría existir montes submarinos en subducción en estas zonas. Se propusieron tres montes: uno al norte del monte Atacames, otro al sur de la línea SIS66, y otro entre las líneas SIS14 y SIS11.

Adicionalmente, se identificaron **cuatro segmentos** estructurales que controlarían la sismicidad en el margen ecuatoriano. Cada segmento fue delimitado en función de la orientación preferencial de sismos y de lineamientos en los mapas resultantes de la interpretación gravimétrica. De sur a norte, **el primer segmento** fue establecido al suroeste de la península de Manta, donde sismos y de eventos de deslizamiento lentos se alinean con estructuras de orientación N°40; **el segundo** fue establecido con una dirección similar frente a las costas entre Jama y Pedernales, donde la sismicidad se alinea más con el sistema de fallas de Jama y podría extenderse hacia la placa de Nazca al oeste, esto último por la presencia de escarpes con cierta tendencia en la dirección de los lineamientos y algunos montes que podrían estar fallados dextralmente; **el tercer segmento** fue delimitado frente a las costas entre Pedernales y Punta Galera, donde la sismicidad se alinea en dirección N120°, coincidente con varios alineamientos en la curvatura del gradiente vertical de gravedad, que a priori serían por un sistema de fallas sinestrales, como se evidencia en la morfología submarina y en la gravimetría; finalmente el

cuarto segmento fue establecido frente a las costas de Punta Galera hasta Cabo Manglares, donde no se halló alineamientos preferenciales en la sismicidad, pero el segmento parece estar limitado por una de las fallas identificadas frente a Punta Galera hacia el sur y por la falla Mataje hacia el norte, siendo uno de los lineamientos más notorios N-S relacionado con las fallas del cañón de Esmeraldas.

Existe una relación entre el acoplamiento intersísmico y las anomalías gravimétricas Free Air, siendo mayor donde las anomalías gravimétricas positivas están presentes, lo que se corresponde con regiones donde predomina o aflora el basamento continental que sería de naturaleza ígnea y de alta densidad (Piñón), mientras que donde el acoplamiento es bajo, predominan cuencas sedimentarias (anomalías gravimétricas negativas) en la plataforma continental. Así mismo, el acoplamiento parece estar relacionado con posibles fallas activas, que serían la falla Mataje, la falla del cañón de Esmeraldas, las fallas relacionadas a Galera, el sistema de fallas de Jama y fallas afines a este sistema en el sector de Isla de la Plata.

Las zonas de ruptura de los grandes terremotos ocurridos en la zona de subducción ecuatoriana durante el último siglo podrían encontrarse limitadas por los lineamientos propuestos en este trabajo. Para el evento de 1979 una estructura de igual dirección que la falla Mataje podría haber actuado como barrera al sur de acuerdo con el modelo de Swenson &

Beck (1996). Para el evento de 1958 la falla Mataje por su condición de falla profunda podría haber actuado como barrera al norte, mientras la falla del cañón de Esmeraldas y una del sistema de Galera podrían haber limitado el evento hacia el oeste y sur. Finalmente, los eventos de 1942 y de 2016, que tienen zonas de ruptura relativamente semejantes, podrían haber sido limitadas por las fallas relacionadas al alineamiento Galera al norte y por el sistema de fallas de Jama al sur.

La distribución del desplazamiento cosísmico del terremoto de Pedernales de 2016 tiene una buena correlación con las anomalías Free Air, lo cual podría sugerir que las estructuras corticales juegan un papel importante en el desplazamiento cosísmico de un terremoto. Las anomalías gravimétricas positivas podrían estar asociadas a las asperidades sismológicas donde se liberó gran parte de la energía durante el terremoto, y estas últimas podrían estar relacionadas con estructuras corticales.

El acoplamiento intersísmico y las fallas que coinciden con los lineamientos en la gravimetría descritos en este trabajo proveen nuevos indicios de cómo las barreras sísmicas podrían ejercer un papel clave para aumentar el tamaño de las zonas de ruptura.

RECOMENDACIONES

Incrementar el número líneas de sísmica de gran penetración que permitan la validación de los montes submarinos propuestos. Así mismo, el levantamiento de líneas sísmicas paralelas a la fosa ayudaría a entender cómo funcionan las extensiones del sistema de falla de Jama y las fallas asociadas al alineamiento Galera en la placa Nazca.

Efectuar el modelamiento gravimétrico de líneas sísmicas utilizando todos los gradientes, lo cual ayudaría a entender mejor la relación entre los montes en subducción y las anomalías.

Elaborar un mapa de anomalías de Bouguer para restar mejor los efectos de la fosa mejoraría el análisis para la identificación de estructuras en la parte inicial del margen.

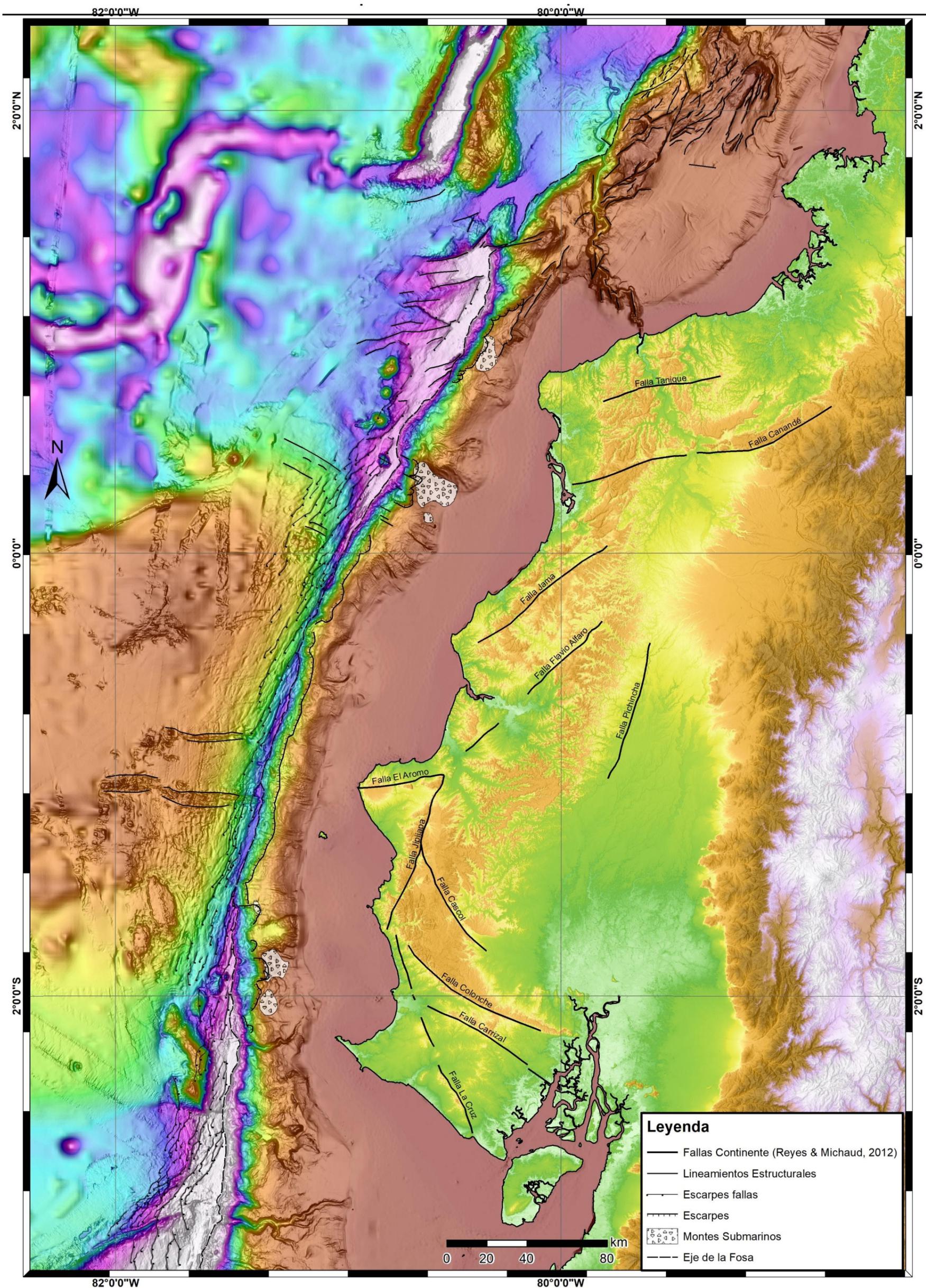
Realizar un estudio más minucioso de la sismicidad, para la comprobación de las diferentes profundidades, y distribución de los sismos, lo cual aportaría nuevas perspectivas de la tectónica local.

Un estudio exhaustivo en campo levantando datos estructurales y la aplicación de métodos morfo-estructurales, más teledetección, podrían dar indicios de tasas de desplazamiento de las fallas interpretadas en el continente.

ANEXOS

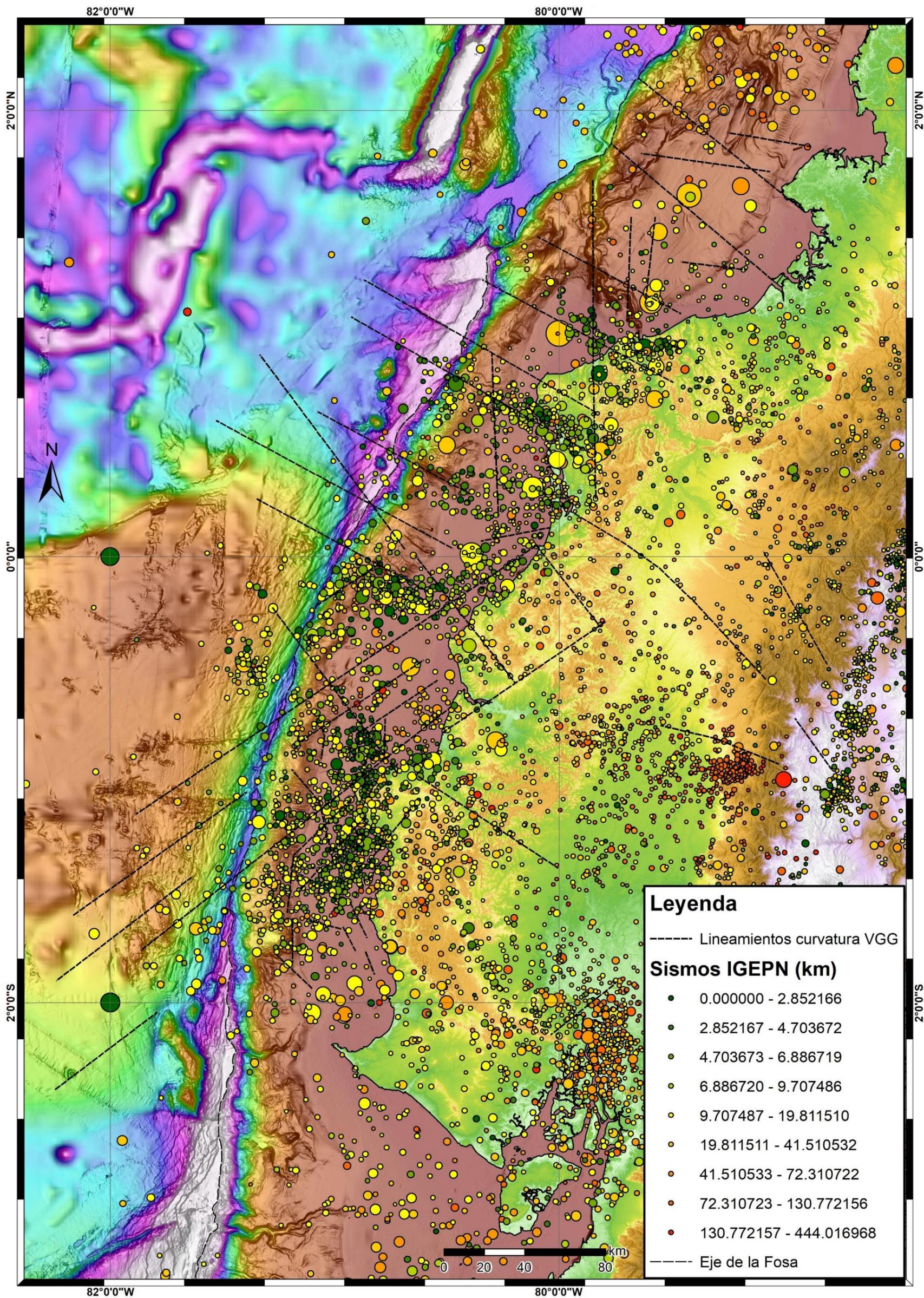
ANEXO A

MAPA BATIMÉTRICO INTERPRETADO



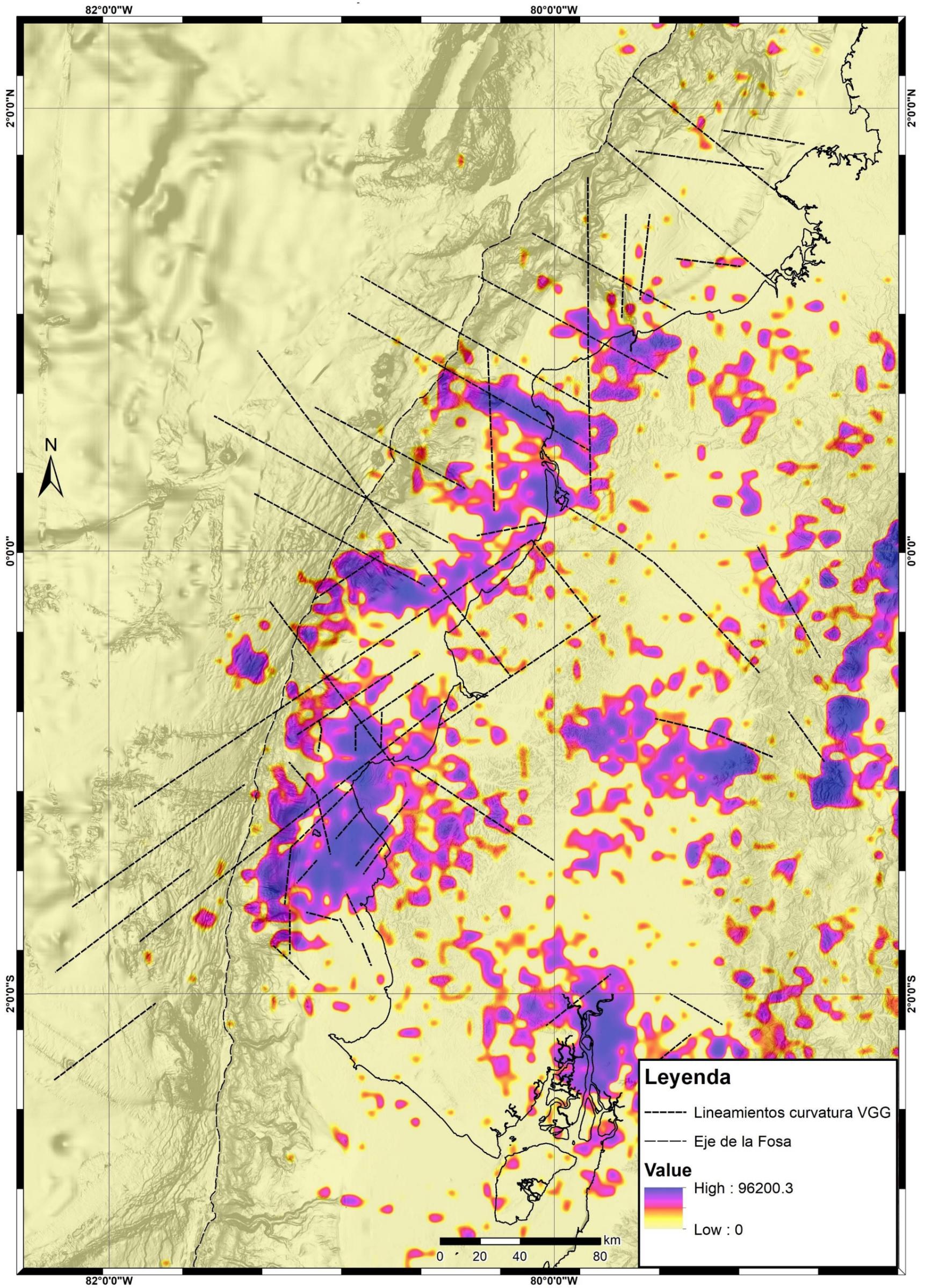
ANEXO C

RELACIÓN ENTRE LINEAMIENTOS Y SISMOS



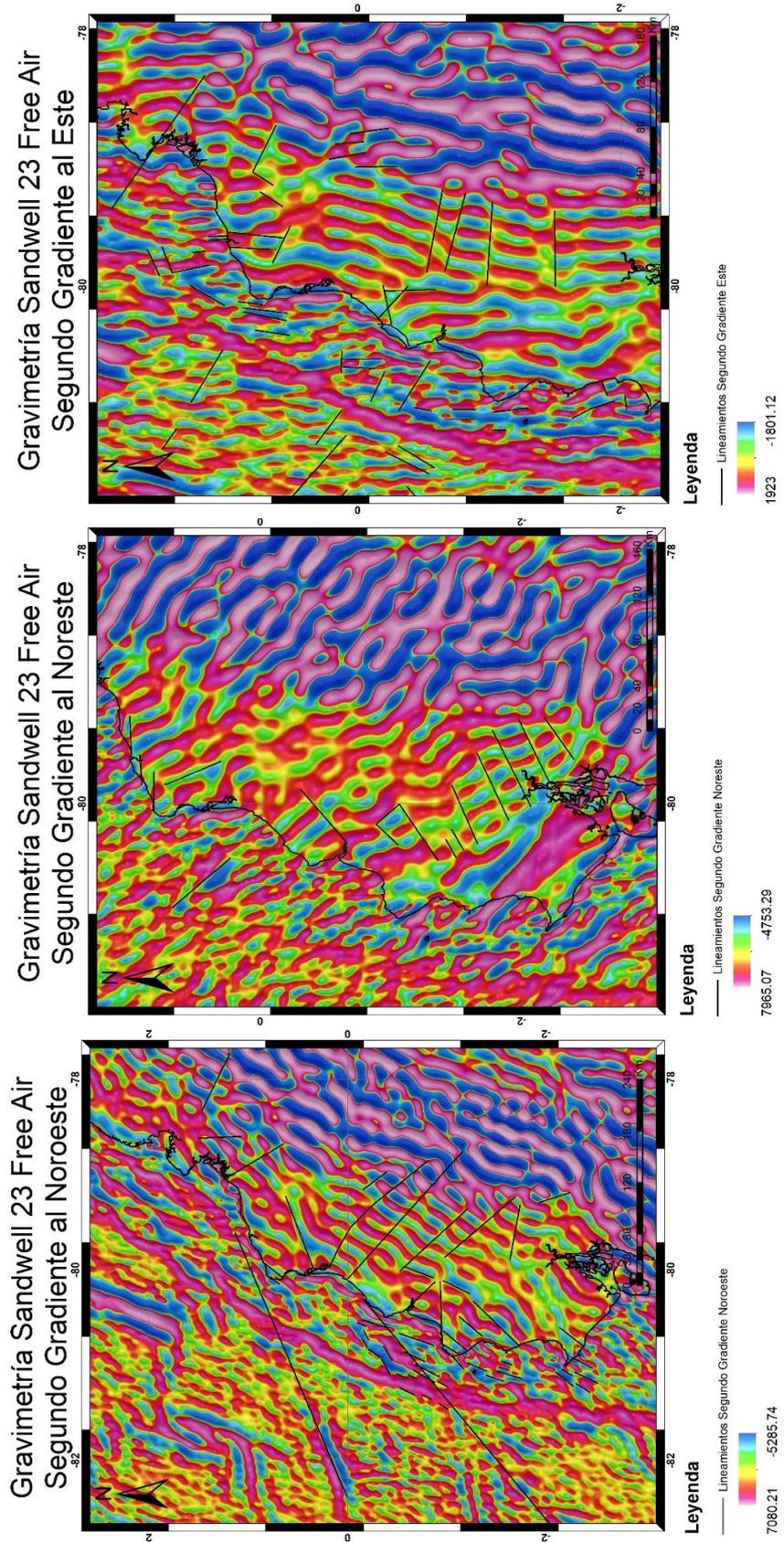
ANEXO D

MAPA DE DENSIDAD DE SISMOS



ANEXO E

MAPAS DE SEGUNDAS DERIVADAS DIRECCIONALES



BIBLIOGRAFÍA

Arreaga, P., & Ortiz, M. (2002). Análisis de riesgo por tsunamis en el Golfo de Guayaquil. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, 11.

Balmino, G., & Bonvalot, S. (2016). *Gravity Anomalies*. Springer.

Beck, S. L., & Ruff, L. (1984). The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: Evidence for the asperity model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89, 9281-9291.

Bristow, C. (1976). *The Daule Formation*. Newsl. Stratigr.

Bristow, C., & Hoffstetter, R. (1977). *Lexique Stratigraphique International; Ecuador. Second Edition*. Paris: Centre National de la Recherche Scientifique.

Calahorrano, A. (2005). STRUCTURE DE LA MARGE DU GOLFE DE GUAYAQUIL (EQUATEUR) ET PROPRIETES PHYSIQUES DU CHENAL DE SUBDUCTION, A PARTIR DE DONNEES DE SISMIQUE MARINE REFLEXION ET REFRACTION. L'UNIVERSITE PIERRE et MARIE CURIE.

Cantalamessa, G., Di Celma, C., & Ragaini, L. (2005). Sequence stratigraphy of the Punta Ballena Member of the Jama Formation (Early Pleistocene, Ecuador). *Pal, Pal, Pal*, 216, 1-25.

Cantalamessa, G., DiCelma, C., & Ragaini, L. (2007). Sedimentology and high-resolution sequence stratigraphy of the late middle to late Miocene Angostura Formation (NW Ecuador). *J. Geol. Soc. London*, 164, 653-665.

Chicago Tribune. (10 de abril de 1976). Earthquake hits coast of Ecuador; 8 die, 46 injured. *Chicago Tribune*, pág. 3. Obtenido de <http://archives.chicagotribune.com/1976/04/10/page/43/article/earthquake-hits-coast-of-ecuador-8-die-46-injured>

Chlieh, M., Mothes, P., Nocquet, J.-M., Jarrin, P., Charvis, P., Cisneros, D., . . . Yepes, H. (2014). Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust. *Earth and Planetary Science Letters*, 292-301.

Collot, J.-Y. (2009). *GeoAzur*. Obtenido de <https://geoazur.oca.eu/spip.php?article120>

Collot, J.-Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., . . . Spence, G. (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., Michaud, F., Alvarado, A., Marcaillou, B., Sosson, M., Ratzov, G., . . . Pazmino, A. (2009). Visión general de la morfología submarina del margen convergente de Ecuador-Sur de Colombia: implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la subducción de la Cordillera de Carnegie. En INOCAR, *Geología y Geofísica Marina* (págs. 48-74).

Collot, J.-Y., Sanclemente, E., Nocquet, J.-M., Leprêtre, A., Ribodetti, A., Jarrin, P., . . . Charvis, P. (2017). Subducted Oceanic Relief Locks the Shallow Megathrust in Central Ecuador. *American Geophysical Union*. doi:10.1002/2016JB013849

Deniaud, Y. (2000). *Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes Equatoriennes au cours du Néogène : Etude des bassins d'avant-arc et bilans de masse*. Grenoble: Université Joseph Fourier.

Dominguez, S., Lallemand, S., Malavieille, J., & vonHuene, R. (1998). Upper plate deformation associated with seamount subduction. *Tectonophysics*, 293, 207-224.

Eguez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Michael, M. N., Costa, C., & Dart, R. L. (2003). *Database and Map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions*. USGS.

Engdahl, E., & Villaseñor, A. (2002). Global Seismicity: 1900-1999. *International handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, 81A.

Espinoza, J. (1992). Terremotos Tsunamigénicos en el Ecuador. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, 7 (1), 21-28.

Evans, C., & Cevallos, L. (1976). *Mapa Geológico 1:100000 Esmeraldas y Galera*. Quito: Dirección General de Geología y Minas.

Font, Y., Segovia, M., Vaca, S., & Theunissen, T. (2013). patterns along the Ecuadorian subduction zone: new constraints from earthquake location in a 3-D a priori velocity model. *Geophys. J. Int.* doi:10.1093/gji/ggs1083

Hayes, G., Wald, D., & Johnson, R. (2012). Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Seismology*, 117.

Hernandez, M. (2014). *Structures de la plateforme continentale de la marge d'Equateur à partir de l'interprétation de sismique pétrolière. Interaction plaque plongeante/plaque chevauchante et segmentation de la marge.* Université de Nice Sophia-Antipolis.

INOCAR. (2014). *INOCAR.* Recuperado el 10 de marzo de 2017, de <https://www.inocar.mil.ec/web/index.php/que-son-los-tsunamis/73-eventos-en-el-ecuador>

Kanamori, H., & Given, J. (1981). Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake-source parameters. *Phys. Earth Planet. Inter.*(27), 8-31. doi:10.1016/0031-9201(81)90083-2

Kanamori, H., & McNally, K. C. (1982). Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72(4), 1241-1253.

Kato, A., Obara, K., Igarashi, T., Tsuruoka, H., Nakagawa, S., & Hirata, N. (2012). Propagation of slow slip leading up to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake. *Science*, 33, 705-708.

Kelleher, J. (1972). Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Geophys. Res.*, 77, 2087-2103.

Marcaillou, B., Collot, J.-Y., Ribodetti, A., Acremonte, E., Mahamat, A.-A., & Alvarado, A. (2016). Seamount subduction at the North-Ecuadorian convergent margin: Effects on structures, inter-seismic coupling and seismogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 433.

McGarr, A. (1976). Seismic moments and volume changes. *Journal of Geophysical Research*, 81 (8), 1487-1494.

Mendoza, C., & Dewey, J. (1984). Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958 and 1979: Implications for barrier models of earthquake rupture. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74, 577–593.

Nocquet, J. M., Vallée, M., Jarrin, P., Mothes, P., Vaca, S., Battaglia, J., . . . Charvis, P. (2016). Frequent Shallow Slow Slip Events along the Ecuadorian Subduction Zone. *AGU Chapman Conference*.

Nocquet, J.-M., Jarrin, P., Vallée, M., Mothes, P. A., Grandin, R., Rolandone, F., . . . Gomez, J. (26 de diciembre de 2016). Supercycle at the Ecuadorian

subduction zone revealed after the 2016 Pedernales earthquake. *NATURE GEOSCIENCE*. doi:10.1038/NGEO2864

Nocquet, J.-M., Villegas-Lanza, J. C., Chlieh, M., Mothes, P. A., Rolandone, F., Jarrin, P., . . . Tran, T. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience*, 287-291.

Okal, E. (1992). Use of the Mantle Magnitude M_m for the Reassessment of the Moment of Historical Earthquakes I: Shallow Events. *PAGEOPH*, 139, 18-57.

Olsson, A. (1942). Tertiary deposits of north-western South America and Panama. *Proceedings of the 8th American Sciences Congress*, (págs. 231-287). Washington D.C.

Pedoja, K., Ortlieb, L., Dumont, J., 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*, 228, 73-91.

Proust, J. N., Martillo, C., Michaud, F., Collot, J. Y., & Dauteuil, O. (2016). Subduction of seafloor asperities revealed by a detailed stratigraphic analysis of the active margin shelf sediments of Central Ecuador. *Marine Geology*.

Ratzov, G., Sosson, M., Collot, J.-Y., Migeon, S., Michaud, F., & Lopez, E. (2007). SUBMARINE LANDSLIDES ALONG THE NORTH ECUADOR – SOUTH COLOMBIA CONVERGENT MARGIN: POSSIBLE TECTONIC

CONTROL. En V. Lykousis, D. Sakellariou, & J. Locat, *Submarine Mass Movements and Their Consequences* (págs. 47-55). Springer.

Reyes, P. (2013). Evolution du relief le long des marges actives : etude de la deformation Plio-Quaternaire de la cordillere cotiere d'Equateur. Universite Nice Sophia Antipolis.

Reyes, P., & Michaud, F. (2012). *Mapa Geológico de la Margen Costera Ecuatoriana*. Quito: EP Petroecuador, Institute de Recherche pour Développement.

Rudolph, E., & Szirtes, S. (1991). El terremoto Colombiano del 31 de Enero de 1906. Traducción al español de la Universidad del Valle, Cali-Colombia. *Publicaciones Ocasionales del OSSO*, 1, 5-10.

SAAD, A. H. (2006). Understanding gravity gradients. *The Leading Edge*.

Sage, F., Collot, J.-Y., & Ranero, C. (2006). Interplate patchiness and subduction-erosion mechanisms: Evidence from depth-migrated seismic images at the central Ecuador convergent margin. *Geology*, 34(12), 997-1000. doi:10.1130/G22790A.1

Sanclemente, E. (2014). SEISMIC IMAGING OF THE STRUCTURE OF THE CENTRAL ECUADOR CONVERGENT MARGIN: RELATIONSHIP WITH THE INTER-SEISMIC COUPLING VARIATIONS. Francia: UNIVERSITE DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS - UFR Sciences.

Sandwell, D., Garcia, K., Soofi, K., Wessel, P., & Smith, W. H. (2013). Towards 1 mGal Global Marine Gravity from CryoSat-2, Envisat, and Jason-1. *The Leading Edge*.

Savoyat, E., Vernet, R., Sigal, J., Mosquera, C., Granja, J., & Guevara, G. (1970). *Estudio General de la cuenca de Esmeraldas*. Quito: IFP, SNGM.

Soloviev, S., & Go, C. (1984). Catalogue of Tsunamis on the Eastern Shore of the Pacific Ocean. Academy of Science of the USSR, Nauka Publishing House, Moscow, Translated from Russian to English by Canadian Institute for Science and Technical Information. *National Research Council*, 293.

Swenson, J., & Beck, S. (1996). Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru subduction earthquakes, and Earthquake Cycle along Colombia-Ecuador and Peru subduction segments. *PAGEOPH*, 146(1), 67-101.

United States Naval Observatory. (2017). *MoonPhase*. Recuperado el 7 de marzo de 2017, de <http://aa.usno.navy.mil/data/docs/MoonPhase.php>

USGS. (2017). *United States Geological Survey: Earthquake Hazard Program*.

Recuperado el 7 de marzo de 2017, de <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/iscgem900274#executive>

USGS. (2017). *United States Geological Survey: Earthquake Hazard Program.*

Recuperado el 7 de marzo de 2017, de <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us20005j32#executive>

USGS. (2017). *United States Geological Survey: Earthquake Hazard Program.*

Recuperado el 7 de marzo de 2017, de <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp0000ftt#executive>

USGS. (2017). *United States Geological Survey: Earthquake Hazard Program.*

Recuperado el 7 de marzo de 2017, de https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/official19060131153610_30#executive

USGS. (2017). *United States Geological Survey: Earthquake Hazard Program.*

Recuperado el 7 de marzo de 2017, de <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/iscgem883713>

Vallée, M., Nocquet, J.-M., Battaglia, J., Font, Y., Segovia, M., Régnier, M., . . .

Chlieh, M. (2013). Intense interface seismicity triggered by a shallow slow slip event in the Central Ecuador subduction zone. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH: SOLID EARTH*, 118, 2965-2981. doi:10.1002/jgrb.50216, 2013

Watts, A. B., Koppers, A. P., & Robinson, D. P. (2010). Seamount Subduction and Earthquakes. *Oceanography*.

Whittaker, J. (1976). Report of Planktonic Foraminifera of the Neogene Viche, Angostura and Onzole Formations, Esmeraldas Province, Northwest Ecuador. *British Museum (Nat. Hist.)*.

Ye, L., Kanamori, H., Avouac, J.-P., Li, L., FaiCheung, K., & Lay, T. (2016). The 16 April 2016, MW7.8(MS7.5) Ecuador earthquake: Aquasi-repeat of the 1942 MS7.5earthquake and partial re-rupture of the 1906 MS8.6Colombia–Ecuador earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*.

Yoshimoto, M., Kumagai, H., Acero, W., Ponce, G., Vásconez, F., Arrais, S., . . . Nakano, M. (2017). Depth-dependent rupture mode along the Ecuador-Colombia subduction zone. *American Geophysical Union*.