

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

Jean-Yves Collot¹, François Michaud¹, Alexandra Alvarado², Boris Marcaillou³, Marc Sosson¹, Gueorgui Ratzov¹, Sébastien Migeon¹, Alcinoe Calahorrano⁴, Andres Pazmino⁵,

¹ GéoAzur, Université de Nice-Sophia Antipolis, IRD, Université Pierre et Marie Curie, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, BP 48, 0635, Villefranche s/mer, France

² Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara, Quito, Ecuador

³ LPAT-GEOL, Université des Antilles et de la Guyane, campus de Fouillole, BP 592, 97159 Pointe à Pitre, Guadeloupe

⁴ Institut de Ciències del Mar, CMIMA, CSIC, PG. Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003, Barcelona, Spain

⁵ INOCAR, Avenida 25 de Julio, Base Naval Sur, POX 5940, Guayaquil, Ecuador

Resumen.

Una compilación de datos de batimetría multihaz disponibles a lo largo de la zona de subducción Ecuador-Sur de Colombia permiten describir en detalle las características morfológicas del fondo marino en las zonas de la fosa y del margen, evaluar los efectos y la edad de la subducción de la Cordillera de Carnegie, así también como los tipos de transferencia de masa. La pared externa de la fosa muestra un patrón bien desarrollado de fallas de tensión asociadas a la flexura de la placa. Este patrón afecta la Cordillera de Carnegie, y rota progresivamente en sentido horario de sur a norte, acompañando así la curvatura de la fosa desde la dirección N a NE. La segmentación de primer orden de la placa de Nazca resultante de la presencia de la Cordillera de Carnegie y a la Zona de Fractura de Grijalva se refleja en la geomorfología del talud del margen, delimitando así los segmentos sur, centro y norte del margen. El carácter morfológico global del segmento central del margen, caracterizado por una pendiente empinada, un intenso deslizamiento de masas y la presencia de un pequeño prisma frontal, es compatible con un margen erosivo, que indica por lo tanto una transferencia negativa de masa. Sin embargo, la acreción tectónica es activa en los segmentos norte y sur del margen, en la forma de los prismas de acreción de Guayaquil y Colombia, indicando entonces una transferencia positiva de masa que contribuye al crecimiento continental. La transferencia de sedimentos desde los Andes a la fosa se realiza a lo largo del cañón de Guayaquil a través del segmento sur del margen, y por medio de los sistemas de cañones de Esmeraldas y Patia-Mira a través del segmento norte del margen, proveyendo 0.8 km y 2.0- 4.8 km de relleno a la fosa, respectivamente. En contraste, muy pocos sedimentos terrestres han sido depositados en la fosa superficial del segmento central del margen. De acuerdo al modelo cinemático de placas, nosotros interpretamos que las áreas del talud del margen que han sido altamente erosionadas, entre Cabo Pasado y los montes submarinos de Galera y entre Puerto López y el cañón de Guayaquil, son el resultado de la migración hacia el sur de los flancos de la Cordillera de Carnegie a lo largo de la fosa. De acuerdo con esto, la Cordillera de Carnegie ha estado subduciendo desde hace ~4-5 Ma. Nuestros análisis geomorfológicos indican que las bocas de los principales cañones y los segmentos de fosa adyacente a taludes altamente inestables, son áreas principales de peligro potencial que deben ser evitadas para el emplazamiento de infraestructuras submarinas.

Abstract.

A compilation of swath bathymetric data available along the Ecuador South-Colombia subduction zone allows describing the detail morphologic characters of the trench and margin seafloor, and evaluating the effects and the age of the Carnegie ridge subduction, as well as the modes of mass transfer. The outer trench wall shows a well-developed bend-fault pattern that cuts across the Carnegie Ridge, and progressively rotates clockwise from south to north, thus accompanying the trench curvature from N to NE-trending. The first order segmentation of the Nazca plate due to the Carnegie Ridge and Grijalva Fracture Zone reflects on the inner trench wall geomorphology, thus delimiting southern, central and northern margin segments. The overall morphologic character of the central margin segment, which is characterized by a generally steep slope, intensive mass wasting and a small frontal prism is compatible with an erosive margin, thus supporting negative mass transfer. Tectonic accretion is however active in the southern and northern margin segments in the form of the Guayaquil and Colombia accretionary wedges thus indicating positive mass transfer that contributes to continental growth. Sediment transfer from the Andes to the trench is accommodated through the Guayaquil canyon across the southern margin segment, and the Esmeraldas and Patia-Mira canyon systems across the northern margin segment, providing 0.8 km and 2.0- 4.8 km trench fill, respectively. In contrast, very few terrestrial sediment has deposited in the shallow trench of the central margin segment. According to the plate kinematics pattern, we interpret the areas of extensively eroded margin slope between Cabo Pasado and the Galera seamounts and between Puerto Lopez and the Guayaquil canyon to result from the southward migration of the Carnegie Ridge flanks along the trench. Accordingly, the Carnegie Ridge has been subducting for ~4-5 Myr. Our geomorphologic analysis indicates that the mouths of the major canyons and the trench segments adjacent to highly unstable slopes are major areas of potential hazards that should be avoided for the emplacement of submarine infrastructures.

1. Introducción

Los márgenes activos se refieren a los márgenes de placas a lo largo de los cuales dos placas litosféricas están moviéndose una hacia la otra, generalmente una descendiendo por debajo de la otra, definiendo así una zona de subducción. Estos márgenes se clasifican en dos categorías básicas (von Huene y Scholl, 1991; Clift y Vannucci, 2004) (Fig. 1): (1) Márgenes acrecionarios, caracterizados por una cuña externa o prisma de acreción activa hecha de la roca sedimentaria tectonizada que fue separada del material de la fosa en subducción. Esta cuña externa crece hacia la fosa, anteponiéndose a rocas más viejas del margen que forman la cuña interna. (2) Márgenes erosivos, a lo largo de los cuales los sedimentos oceánicos y de fosa son subducidos junto con material removido de la base del margen por erosión de subducción (*subduction erosion* en inglés). Los márgenes erosivos pierden partes significativas de su cobertura sedimentaria y basamento sedimentario o cristalino. Este proceso es reflejado por su subsidencia de largo plazo y el retroceso de la fosa hacia el continente (von Huene y Lallemand, 1990, Sosson et al., 1994; Vanucchi et al., 2003). Diferentes pendientes regionales del talud, estructuras morfológicas y tectónicas caracterizan los dos tipos extremos de márgenes activos. Márgenes acrecionarios, como los de Barbados o Nankai tienen taludes de bajas pendientes regionales (2-4°) con

suaves anticlinales y estructuras de fallas inversas. Márgenes erosivos, como Costa Rica (Ranero y von Huene, 2000), Perú (Sosson et al., 1994) y Tonga (Clift y McLeod, 1999), tienen taludes con pendientes regionales más empinadas (> 7-8°) con fallas normales, y muestran numerosas irregularidades del fondo marino, erosión superficial del talud del margen y frecuentes depósitos de masas desprendidas o escombros localmente apilados en un prisma frontal (Fig. 1). Tanto el espesor de sedimentos de la fosa, como las complejidades estructurales o de segmentación de la placa subductante, influyen en la morfo-estructura de ante-arco (Cloos, 1993). En términos de transferencia de masa, los márgenes acrecionarios y erosivos reflejan respectivamente flujos de masa positivos y negativos, que contribuyen al crecimiento o destrucción de los márgenes continentales. El análisis detallado de la morfología de fondo marino ayuda a identificar varios tipos de transferencia de masa, deformación tectónica y su relación con la geodinámica local.

Desde los trabajos pioneros realizados por von van Andel et al., (1971), Hayes (1974), Meissnar et al., (1976), Lonsdale y Klitgord (1978) y Lonsdale (1978), el segmento submarino de la zona de subducción del Ecuador ha permanecido como un sistema de arco-fosa muy poco estudiado, aunque este sistema es un sitio de crecimiento continental remarcable por la acreción de terrenos exóticos y un amplio volcanismo

y magmatismo, y afectado por la subducción de la masiva Cordillera de Carnegie (Lonsdale, 1978) y de fuertes terremotos de subducción y tsunamis (Kanamori y McNally, 1982; Kelleher, 1972; Mendoza y Dewey, 1984). La edad del inicio de la subducción de la Cordillera de Carnegie ha sido de primordial importancia para comprender la tectónica, la evolución sedimentaria y magmática del sistema de arco-fosa de Ecuador-SW de Colombia (Gutscher et al., 1999; Pedoja et al., 2006; Bourdon et al., 2003; Michaud et al., 2008).

En este artículo, nosotros utilizamos una nueva compilación de datos de batimetría multihaz

para mostrar las variaciones, a gran escala y en detalle, del carácter morfológico del margen Ecuador-SO Colombia, asociadas con la subducción de la segmentada y estructuralmente compleja placa de Nazca. Describimos primero las características morfológicas de la placa en subducción y del margen, e interpretamos estas características a la luz de los datos de reflexión sísmica publicados, antes de discutir la deformación tectónica, la distribución de sedimentos, y los diferentes tipos de transferencia de masa. Finalmente combinamos los resultados de nuestro análisis morfológico con el esquema cinemático local, con el fin de constreñir la cronología de la subducción de la Cordillera de Carnegie.

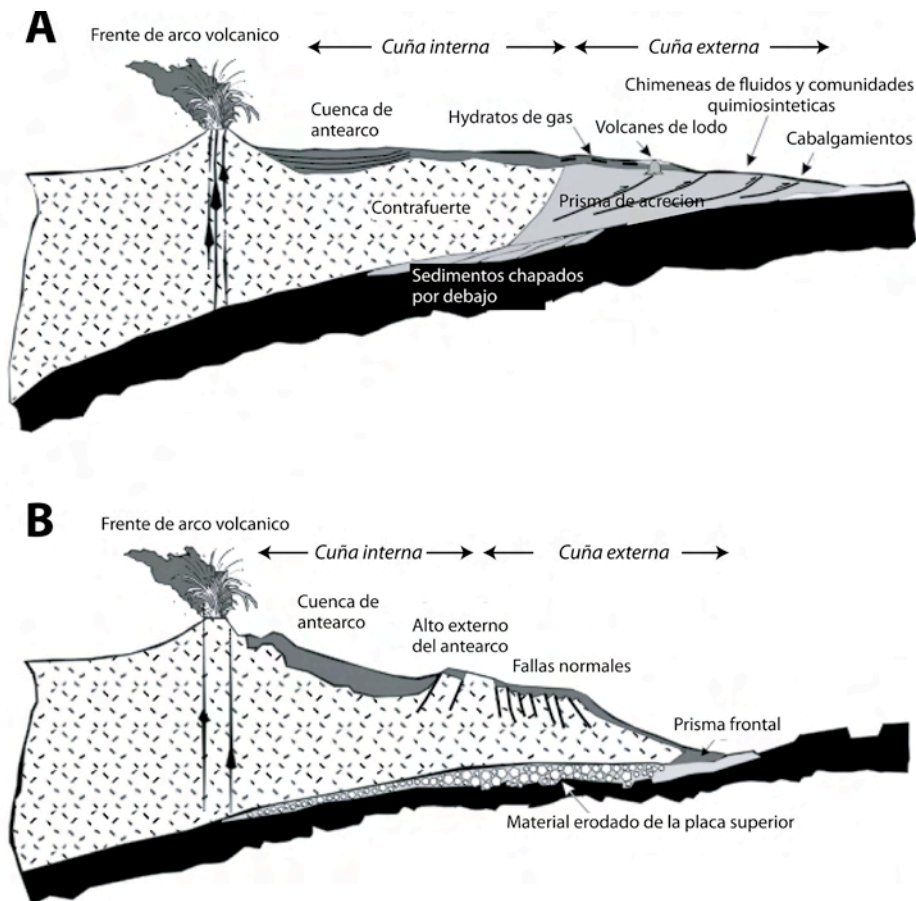


Figura 1. Esquema según de Clift y Vannucchi, (2004) mostrando las principales características de los dos miembros extremos de los márgenes activos: (a) acrecionario, y (b) erosivo.

2. Marco geológico y cinemático

A lo largo del Noroeste de Sudamérica, la placa oceánica de Nazca de edad Neógena (Hey, 1977; Lonsdale y Klitgord, 1978; Lonsdale, 2005) subduce hacia el este por debajo del promontorio continental de Ecuador y Perú que Pedoja et al. (2006) llamaron el arco de Talara (Fig. 2), generando variaciones geomorfológicas y tectónicas a lo largo de la subducción (Gutscher et al., 1999; Dumont et al., 2005, 2006; Pedoja et al., 2006). En Ecuador y Colombia, el basamento del margen continental consiste de terrenos oceánicos acrecionados (Feninger y Bristow, 1980; Goosens y Rose, 1973), constituidos de espesos basaltos toleíticos del Cretácico y lavas andesíticas basálticas de origen de plateau oceánico

(Jaillard et al., 1995; Reynaud et al., 1999; Mamberti et al., 2003). En Ecuador, el principal terreno costero corresponde a la Formación Piñón (Goosens y Rose, 1973; Juteau et al., 1977), que es sobreyacido por grauwackas de grano grueso, capas de cenizas y flujos basálticos relacionados a los arcos volcánicos de San Lorenzo y Cayo del Cretácico Tardío-Paleoceno (Jaillard et al., 1997), y por las cuencas de ante-arco de Borbón, Manabí y Progreso (Deniaud, 2000; Jaillard et al., 2000). El establecimiento del ante-arco submarino, la cordillera de la costa, la planicie ante-arco y las cordilleras andinas forman el Bloque Nor-Andino (BNA), que es deformado y trasladado hacia el NNE a lo largo de la Megafalla Guayaquil-Caracas (Fig. 3), con respecto al escudo Brasileño (Case et al., 1971; Ego et al., 1995).

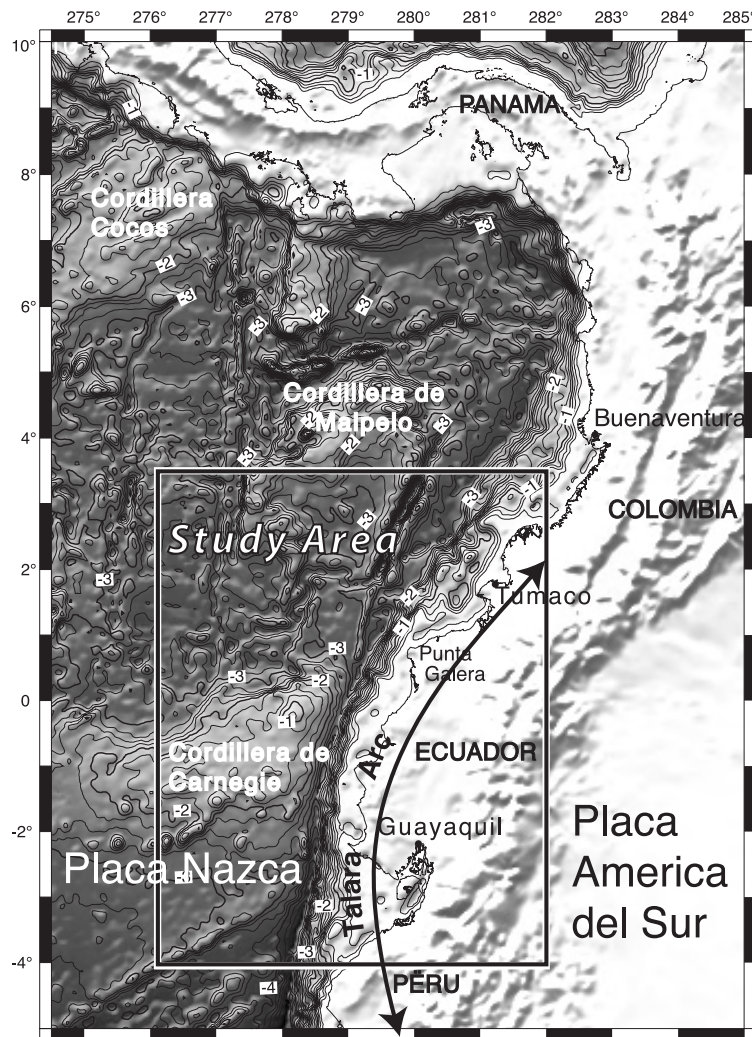


Figura 2. Localización del área de estudio a lo largo del arco de Talara (según Pedoja et al., 2006), que representa el promontorio noroeste de Sudamérica.

Este patrón tectónico implica una partición de las fuerzas caracterizadas por algunos acortamientos a través de la fosa, y extensiones, compresiones y movimientos laterales a lo largo de la Megafalla Guayaquil-Caracas (Winter y Lavenu, 1989; Trenkamp et al., 2002).

De acuerdo a Kendrick et al. (2003), la convergencia entre las placas de Nazca y Sud-América se incrementa desde 5.35 cm/año en la latitud 5°N en una dirección ~N80°E, hasta 5.78 cm/año en la latitud 4°S en una dirección ~N83°E (Fig. 3A). El movimiento relativo entre la Placa de Nazca y el BNA promedia sin embargo ~5.2 cm/año en una dirección N88°E, de acuerdo a los vectores de deslizamiento de los terremotos mayores de la zona interplaca, y la translación hacia el NNE a ~0.6 cm/año del BNA (Trenkamp et al., 2002; Nocquet y Mothes, este volumen).

El margen de Ecuador sufre deformaciones relacionadas a la subducción de la placa de Nazca, estructuralmente compleja, que incluye la presencia de la Cordillera de Carnegie de 400-km de ancho y 2-km de alto (Lonsdale, 1978), el sistema de rift de Malpelo, y la Zona de Fractura de Grijalva (GFZ) (Fig. 2). Además de la huella tectónica de las estructuras

de la placa de Nazca, se espera que las estructuras heredadas del margen, la gran transferencia de sedimentos resultado de la vigorosa erosión y la fuerte actividad volcánica de los Andes del Norte impacten la morfología del sistema fosa-margen de Ecuador.

3. Recopilación de datos

A partir del final de la década de los noventa y con la publicación de la topografía mundial del piso marino a partir de datos altimétricos satelitales (Smith y Sandwell, 1997), varias instituciones colectaron datos batimétricos multihaz (Tabla 1) a lo largo de la fosa de Ecuador, con el fin de determinar el carácter geomorfológico del suelo marino del margen. Estos datos fueron fusionados con datos batimétricos monocanal, ecosondas de la NGDC (NOAA), INOCAR, la campaña Sublime (RV Antea, 1997), y datos batimétricos derivados de satélites (Smith y Sandwell, 1997) para construir un nuevo mapa batimétrico (Fig. 3B). Datos 2D de sísmica de reflexión multicanales adquiridos durante las campañas marinas Sisteur y Amadeus (Collot et al., 2002 y Collot et al., 2005) a través de la fosa fueron también usados para ayudar en la interpretación de la geología sub-superficial y de las estructuras corticales.

Tabla 1. Fuentes de los datos batimétricos multihaz recogidos en la región de Ecuador -Sur de Colombia, y usados para elaborar los mapas batimétricos presentados en este reporte.

Misión	Año	Institución	Equipo de Ecosonda	Buque
Amadeus	2005	IFREMER/GeoAzur	EM12D	L'Atalante
Esmeraldas	2005	IFREMER/GeoAzur	EM12D	L'Atalante
Dana02	2003	R. Revel	EM120	R. Revel
SO-162 Ingas	2002	Geomar	EM120	Sonne
AT07L25	2002		Seabeam 2100	Atlantis
SO-158 Megaprint	2001	Geomar	EM120	Sonne
SO-159 Salieri	2001	Geomar/ GeoAzur	EM120	Sonne
SO-144 Paganini	1999	Geomar	Atlas Hydrosweep	Sonne
PUGU	1997	IFREMER/ GeoAzur	EM12D	L'Atalante
Gala	1996		EM12S	Esperides
GENEO1RR	1996		Seabeam 2100	R. Revel

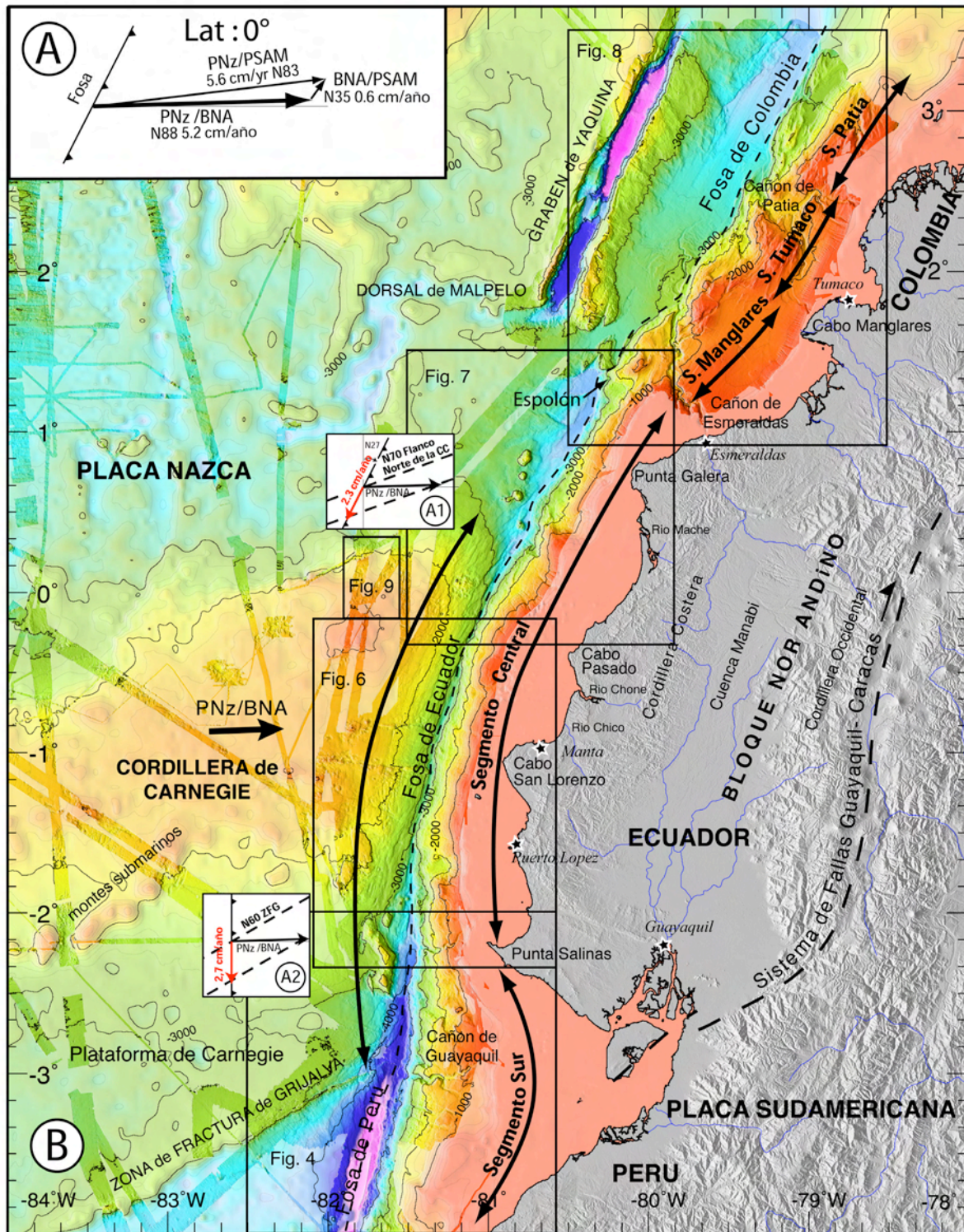


Figura 3. (A) Vectores de convergencia entre la placa de Nazca (NzP), la placa de Sudamérica (SOM) y el Bloque Nor-Andino con respecto a la fosa (línea a trazos) (según Nocquet & Mothes, este volumen). (A1) Barrido hacia el sur del flanco norte de la Cordillera de Carnegie (FNCC) y (A2) la Zona de Fractura de Grijalva (GFZ) a lo largo de la fosa a 2.3 cm/año y 2.7 cm/año . (B) Batimetría a intervalos de 200-m, y topografía de la zona de subducción de Ecuador y del sur de Colombia (según Michaud et al., 2006); Notar el desplazamiento NS entre el segmento del margen Central y la Cordillera de Carnegie en ambos lados de la fosa de Ecuador.

4. Descripción de Datos

4.1 La fosa de Ecuador y su pared exterior

La morfología de la fosa de Ecuador y su pared exterior reflejan la segmentación a gran escala de la placa de Nazca por la presencia de la Zona de Fractura de Grijalva en el Sur, la Cordillera de Carnegie en el centro, y el sistema transformante del rift Malpelo-Yaquina en el Norte (Fig. 3B).

4.1.1 La Zona de Fractura de Grijalva

La Zona de Fractura de Grijalva (GFZ) marca el límite entre < 3000 m de profundidad de la corteza oceánica Neógena asociada con el

centro de expansión de Cocos y el punto caliente de Galápagos, y la corteza oceánica más antigua del Oligoceno en el sur, con una profundidad > 3000 m (Lonsdale, 2005). La GFZ aparece como una cordillera/escarpe de orientación N60° ligeramente cóncava al sur (Fig. 4), que puede ser observada a través de la fosa siguiendo su huella morfológica.

4.1.2 Los escarpes en la pared exterior de la fosa

Cerca de la intersección fosa-GFZ, la pared exterior de la fosa muestra escarpes relacionados con la flexura de la placa al momento de la subducción (bending-related scarps, en inglés) que cambian de curso a través de la GFZ (Fig. 4).

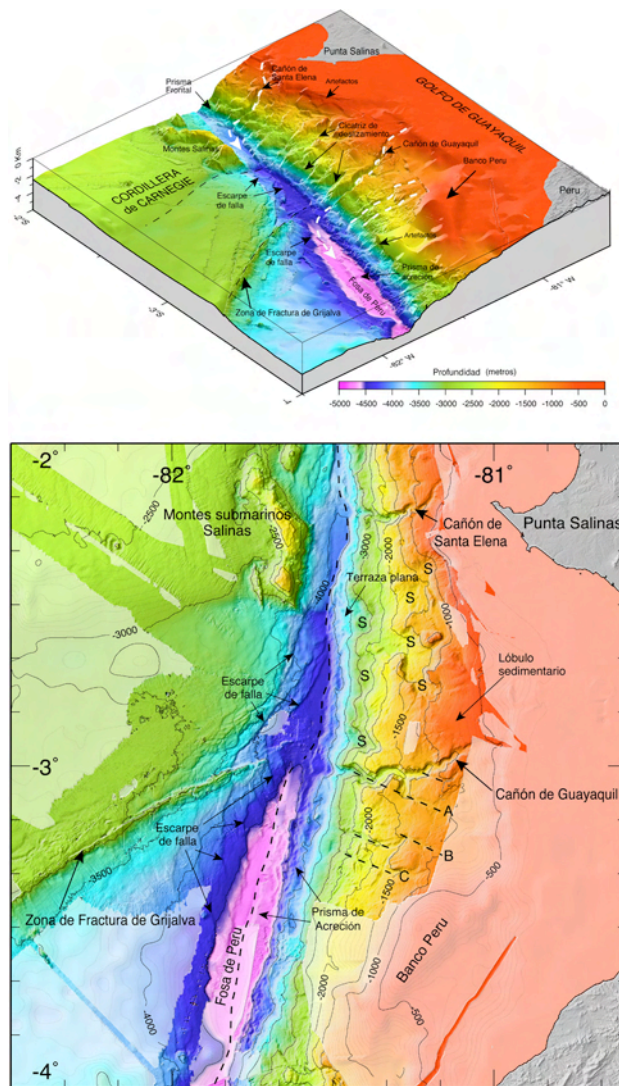


Figura 4. (A)-(Abajo): Batimetría a intervalos de 50 m del segmento sur del margen de Ecuador con la terminación norte de la fosa de Perú, la zona de Fractura de Grijalva, y los cañones de Guayaquil y Santa Elena; S=cicatrices de deslizamientos principales; A, B y C son cañones controlados por fallas. (B)-(Arriba): Diagrama de la batimetría con perspectiva sombreada del segmento sur del margen de Ecuador mirando al noreste. La iluminación es doble, desde el este y noroeste.

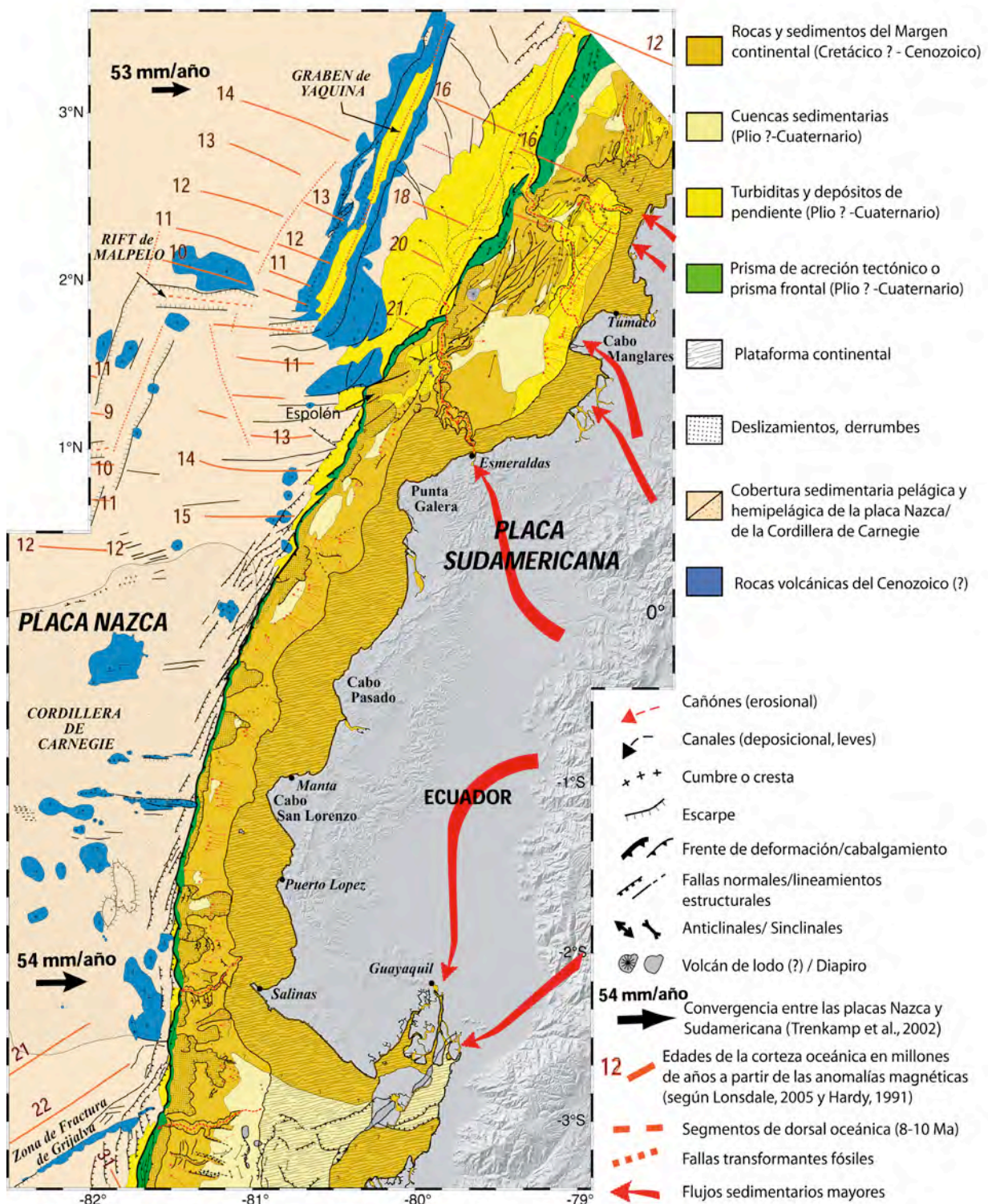


Figura 5. Interpretación geológica y estructural simplificada del margen activo costa afuera de Ecuador-sur de Colombia según Collot et al. (2006).

VISIÓN GENERAL DE LA MORFOLOGÍA SUBMARINA DEL MARGEN CONVERGENTE DE ECUADOR – SUR DE COLOMBIA

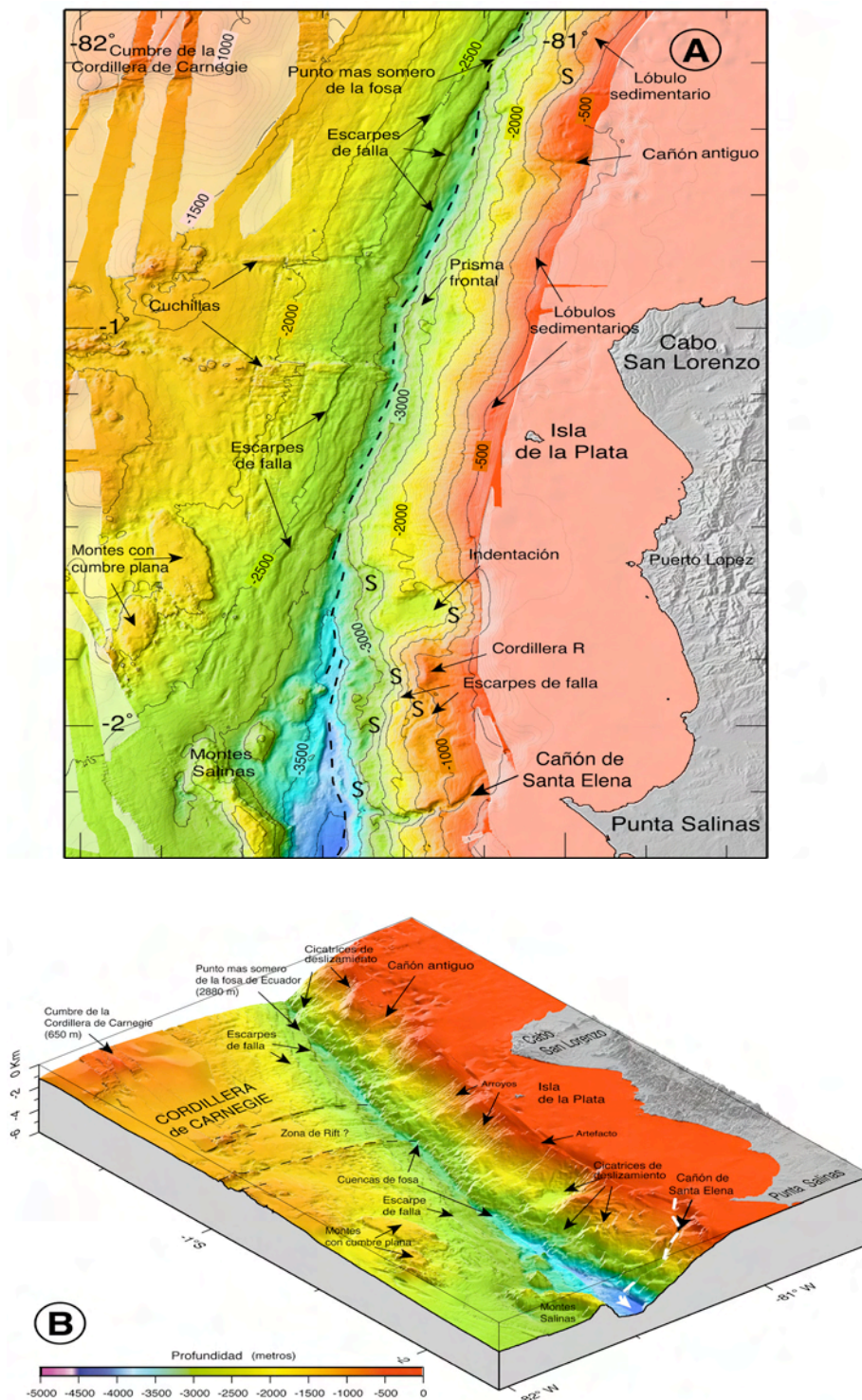


Figura 6. (A) Batimetría a intervalos de 50 m del segmento central del margen de Ecuador costa afuera de Punta Salinas y Cabo San Lorenzo con la fosa superficial de Ecuador (línea a trazos). Notar la morfología del margen altamente dentada en el sur en la latitud 1° 35'S y una morfología más lisa hacia el norte de esta latitud, así como los montes submarinos de la Cordillera de Carnegie y las cordilleras orientadas este-oeste que entran en subducción. S=cicatrices de deslizamientos principales. (B) Diagrama de la batimetría sombreada del segmento central del margen de Ecuador mirando hacia el noreste. La iluminación es doble, desde el este y noroeste.

Los escarpes que son de 50-100 m de alto, y dirección N-S a N165°E afectan la pared exterior de la fosa al sur de la GFZ; mientras que, inmediatamente al norte, los escarpes rotan a N20-40°E e intersecan el eje de la fosa, delineando por lo tanto una pequeña cuenca cerrada (Fig. 5).

Al oeste del cañón de Santa Elena, los escarpes tienen una dirección N-S por aproximadamente 60 km, mientras que hacia el norte (Fig. 4, 5 y 6), el patrón de escarpes rotan progresivamente a N22°, N26° y N37°E en la región de los montes submarinos de Atacames (Fig. 7), donde los escarpes permanecen ligeramente oblicuos al eje de la fosa. Más hacia el norte, escarpes de dirección N45°E rompen el fondo marino al oeste del prisma de acreción de Colombia, mientras que escarpes no lineales deforman el fondo marino del abanico marino profundo de Esmeraldas (Fig. 8).

Aparte de los escarpes sub-paralelos de la fosa, otros escarpes oceánicos tienen orientación N75° a N125°E (Fig. 7), casi perpendiculares a la fosa, entre los montes submarinos de Atacames y Galera.

4.1.3 El eje de la fosa

Al Sur de la GFZ, la fosa de Perú se orienta N14°E y alcanza 4700 m en profundidad (Fig. 4). Esta tiene un suelo marino horizontal subyacente por ~0.8 km de depósitos turbidíticos basado en datos de reflexión sísmica (Lonsdale, 1978; Calahorrano, 2005). Cerca de la intersección fosa-GFZ, la fosa muestra una topografía ondulada que sugiere depósitos de material transportado. Hacia el Norte desde la intersección de la fosa-GFZ, la fosa gira aproximadamente N-S y se eleva sucesivamente a través de discretos pasos, formando así una serie de cuencas de fosa angostas y con piso plano que son desplazadas lateralmente a la izquierda hasta la latitud 0°20'S, donde la fosa es más superficial (2880 m) (Fig. 6).

Un testigo recogido en una pequeña cordillera anticlinal en el lado este de una de las pequeñas cuencas cerradas, que contenía ~75 m de sedimentos laminados, revela 4 m de un lodo verde oscuro hemipelágico sobreyaciendo 1 m de turbiditas del Holoceno (núcleo 9P en Lonsdale, 1978).

Más hacia el norte, donde la fosa se orienta N27°E, escarpes relacionados con la flexura de la placa en subducción, junto con el frente de deformación, definen minúsculas cuencas de fosa que son desplazadas lateralmente a la izquierda mientras

la fosa se profundiza hasta los 3900 m de la depresión Galera (Fig. 7). Datos de reflexión sísmica indican que la fosa contiene ~0.5-0.6 km de sedimentos estratificados sub-horizontales (d'Acremont et al., 2005).

El testigo 11P obtenido por Lonsdale, (1978) fue tomado de un bloque de falla levantado que entraba en la fosa, 36 km al norte de la fosa más superficial. El testigo muestra limos calcáreos del Pleistoceno de color verde pálido a verde oliva, con ceniza volcánica.

En esta parte de la fosa, los sedimentos son interpretados como erosionados por rápidas corrientes termohalinas de fondo que fluyen hacia el norte (Lonsdale, 1978). Donde la fosa es más profunda, frente a Punta Galera, un segmento de 25 km de largo del límite de la placa gira abruptamente NS formando una proyección remarcable hacia el mar o un espolón de la pendiente inferior del margen (Fig. 5 y 7). En la latitud 1°25'N, la fosa es represada por los montes submarinos Galera provocando un desnivel de 600 m de alto a través del piso de la fosa (Fig. 8). Al norte de los montes submarinos de Galera, la fosa se orienta N30°E y su suelo marino forma un abombamiento a ~3000 m de profundidad, alargado, paralelo a la fosa y asociado con el abanico submarino profundo de Esmeraldas (Collot et al., 2005). El mapa batimétrico muestra el abanico irradiando asimétricamente desde la boca del cañón de Esmeraldas hacia el norte, a lo largo del sinuoso canal Esmeraldas debido a que el flujo de sedimentos está bloqueado al sur, y desviado hacia el norte por la topografía elevada del borde este del graben de Yaquina. La batimetría de la fosa de Colombia se profundiza ligeramente hacia el norte hasta ~3900 m, cerca de la latitud 3°30'N, lejos de la cima del abanico. Datos de reflexión sísmica muestran que el abanico submarino profundo consta de 3.5- 4.8 km de sedimentos bien estratificados que se reducen hacia el norte hasta ~2 km cerca de la latitud 3°20'N (Marcaillou et al., 2008).

4.1.4 La Cordillera de Carnegie

El flanco sur de la Cordillera de Carnegie incluye un banco de 3000 m de profundidad, ~100-150 km de ancho llamado la "plataforma de Carnegie" por Lonsdale, (1978). Montes submarinos motean la parte sur del suelo oceánico de la Cordillera de Carnegie, especialmente en la región entre la latitud 1°S y 2°30'S donde una cadena de montes submarinos de 10 a 25 km de ancho se alinean a aproximadamente N55°S como lo ilustra la batimetría satelital (Fig. 3). El masivo monte

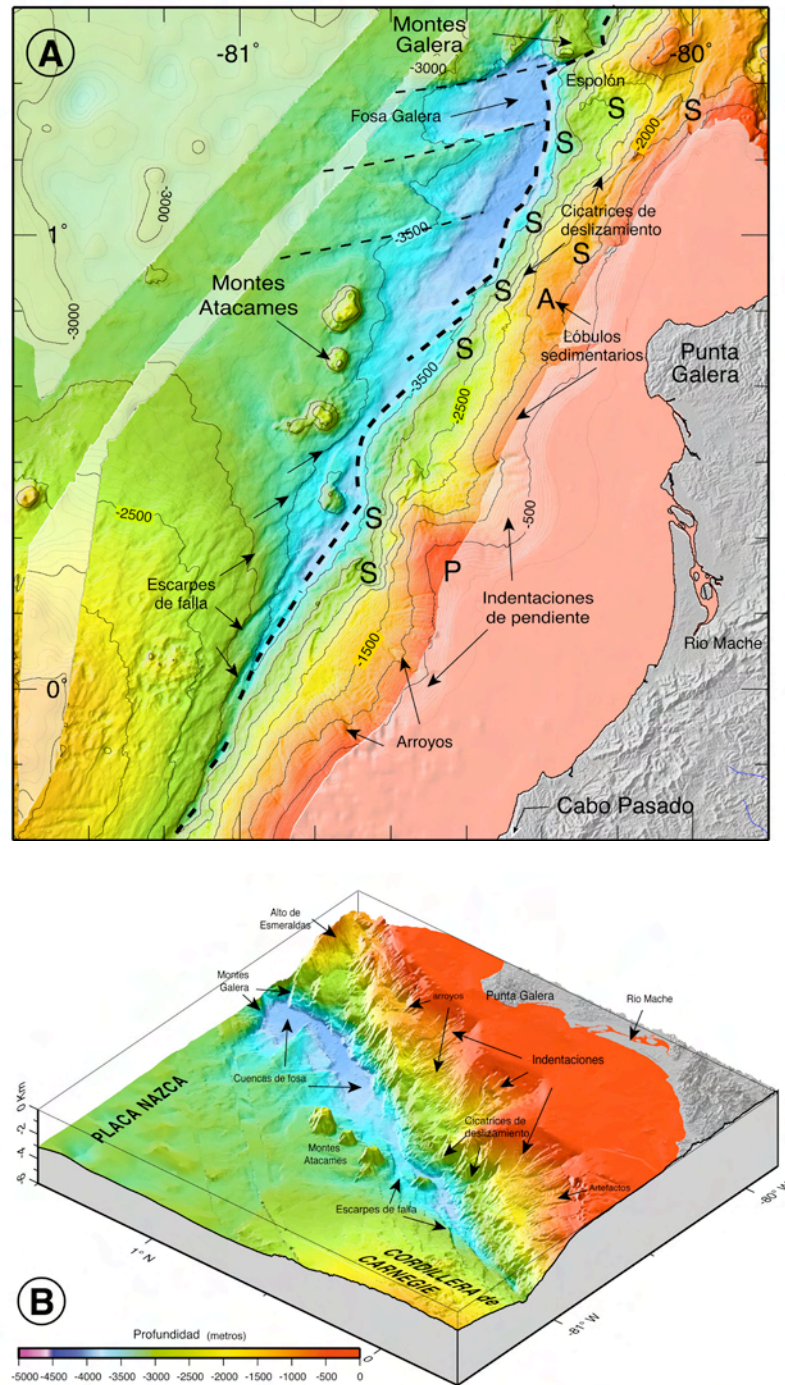


Figura 7. (A) Batimetría a intervalos de 50 m del segmento central del margen de Ecuador costa afuera de Cabo Pasado y Punta Galera con la punta noreste de la Cordillera de Carnegie, los montes submarinos de Atacames y Galera. El eje de la fosa tiene forma de escalón (en-échelon, en francés; línea negra punteada), numerosas fallas normales relacionadas con la flexura de la placa en subducción afectan la pared exterior de la fosa. Notar que la plataforma continental es muy angosta costa afuera de Punta Galera, afectada por grandes entrantes, y que el talud inferior del margen está dominado por escarpes inclinados y dentiformes (S), y forma un escolón en el norte, donde los montes submarinos Galera colisionan contra el margen. A=morfología lisa; P es un promontorio subyacente por un monte submarino (d’Acremont et al., 2005). (B) Diagrama de la batimetría con perspectiva sombreada del segmento central del margen de Ecuador costa afuera de Punta Galera mirando hacia el noreste. La iluminación es doble, desde el este y noroeste.

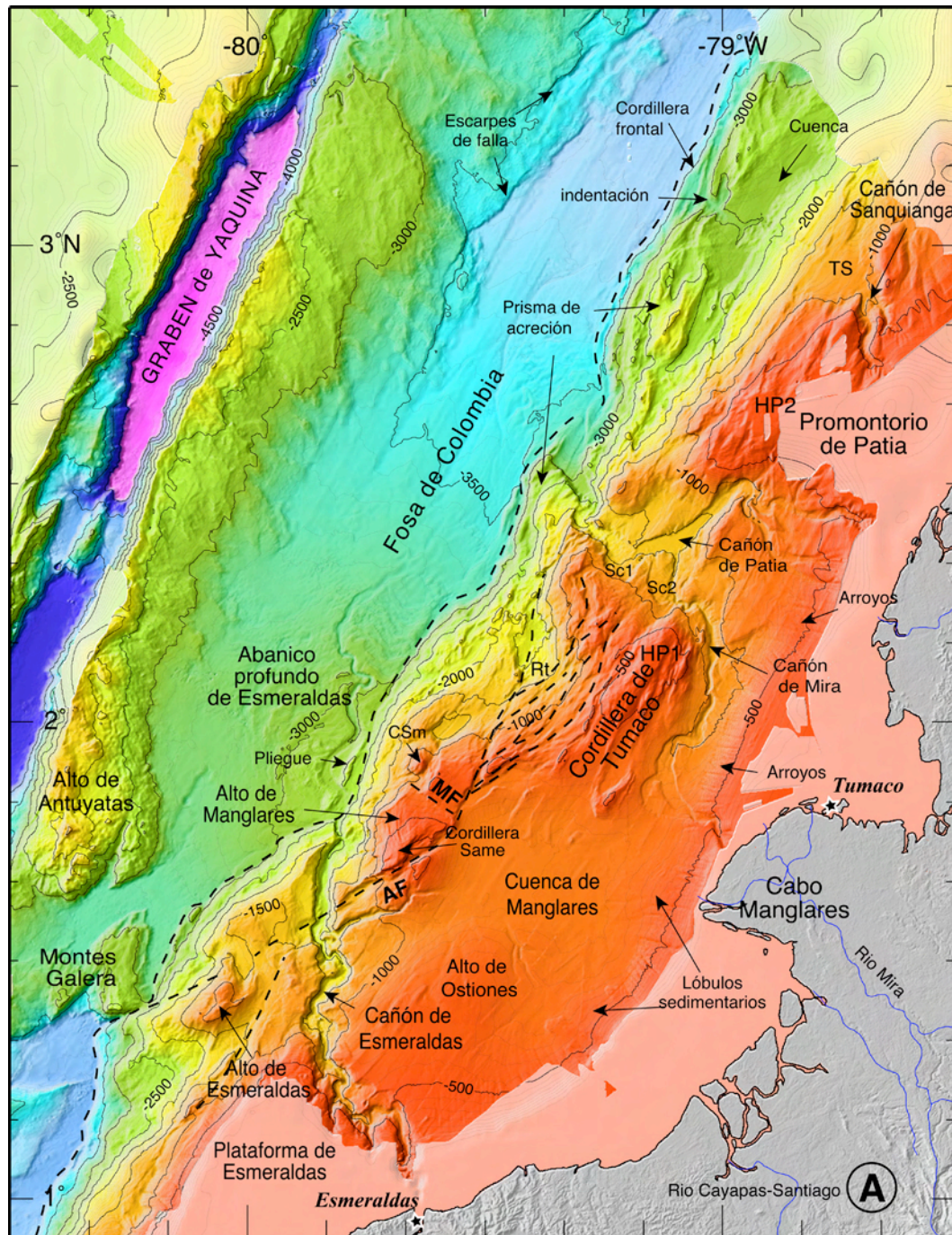


Figura 8A. Batimetría a intervalos de 50 m del segmento del margen costa afuera del norte de Ecuador y sur de Colombia, con el profundo Graben de Yaquina en la placa de Nazca, el abanico submarino profundo de Esmeraldas y Patia en la fosa. El margen está cortado por los cañones de Esmeraldas, Patia-Mira y Sanquianga, que son las vías principales para el transporte de sedimentos procedentes de los Andes hacia la fosa de subducción. Los altos del basamento del fondo marino del margen (Esmeraldas, Manglares, Tumaco y Patia) están separados de la plataforma por bajos topográficos que acumulan sedimento (cuenca de ante-arco Manglares). AF=Falla Ancón; MF=Falla Manglares; HP1=Plataforma de Tumaco, HP2= Plataforma de Patia, Sc1 y Sc2=marca de deslizamiento, TS=depósitos sedimentarios asociados con el cañón Sanquianga, Csm=monte submarino cónico, Rt=depresión del talud .

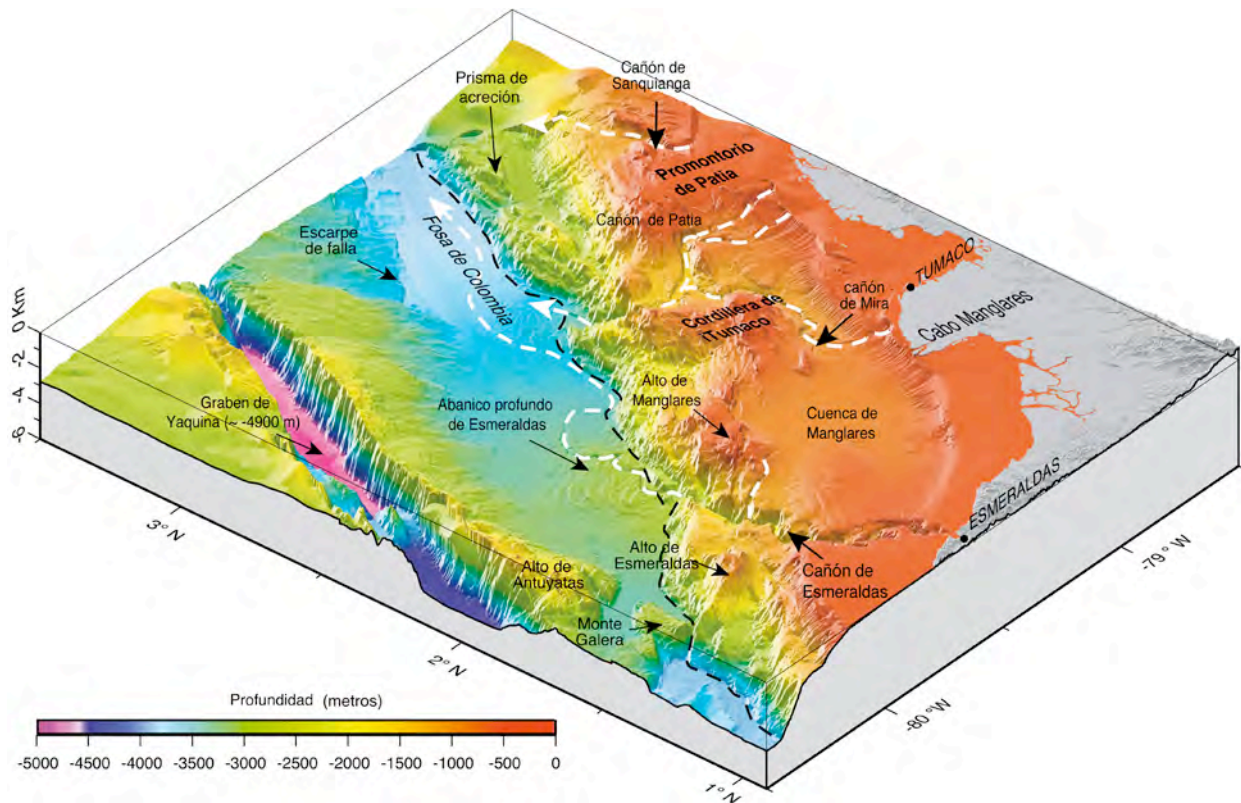


Figura 8B. Diagrama de la batimetría en perspectiva sombreada del segmento del margen costa afuera del norte de Ecuador y sur de Colombia mirando hacia el noreste. La iluminación es doble, desde el este y noroeste.

submarino Salinas de 35 km de largo mapeado al oeste del cañón de Santa Elena (Fig. 4) tiene una forma de Z con direcciones principales de N10° y N150°E. Está asociado a tres pequeños edificios cónicos, y a una estructura similar a una cordillera pequeña de dirección N170°E; algunos de ellos están rodeados por un foso o cortados por escarpes relacionados con la flexura de la placa en subducción. Cerca de la latitud 1°30'-1°40'S, montículos con cumbres planas de 20-30 km de largo y 10-15 km de ancho son delimitados por escarpes de 250-500 m de alto. Basados en datos de reflexión sísmica, Lonsdale (1978) interpretó uno de estos rasgos como un gran bloque fallado de corteza oceánica. Cerca de la latitud 1°S (Fig. 6), la Cordillera de Carnegie muestra dos cordilleras separadas de ~30 km con orientación E-W, localmente asociadas con escarpes, pequeños montes submarinos y depresiones del suelo marino. El sistema total es de ~80 km de largo, y sugiere una antigua zona de rift asociada con intrusiones volcánicas.

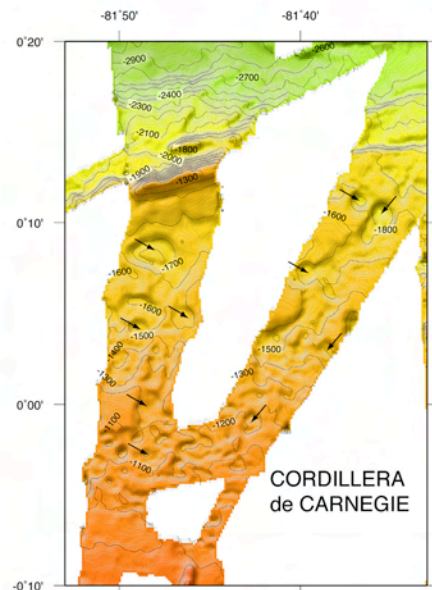


Figura 9. Barrido batimétrico en el flanco norte de la Cordillera de Carnegie mostrando depresiones sub-circulares en el piso marino (flechas). Isobatas cada 10 m. La localización está mostrada en la Fig. 3.

La cima de la cordillera que culmina 657 m por debajo del nivel del mar no contiene sedimentos (Lonsdale, 1978), y está delineada en su flanco sur por un lineamiento morfológico de dirección N85°E (Fig. 6). Campos de depresiones cerradas semi-circulares fueron descubiertas dispersas a través de la pendiente media de la cordillera. Un ejemplo es indicado en la Fig. 9 en el flanco norte de la cordillera. Estas estructuras son interpretadas como el resultado de procesos de disolución bajo el agua (Michaud et al., 2005). Escasos datos de batimetría multihaz indican que el flanco norte de la zona este de la Cordillera de Carnegie es localmente empinado y presenta una geometría de escalera que sugiere la presencia de bloques corticales inclinados subyacentes.

4.1.5 El rift Malpelo y el Graben de Yaquina

Al norte de la Cordillera de Carnegie, la placa de Nazca está cortada por segmentos extintos del rift Malpelo, desplazado lateralmente por zonas de fractura con orientación NNE (Hey, 1977) incluyendo el prominente graben de Yaquina (Fig. 3). El graben ha sido interpretado como una falla transformante que separa segmentos de corteza oceánica de edad Mioceno, con anomalías magnéticas orientadas aproximadamente E-W y grano oceánico primario (Lonsdale y Klitgord, 1978; Hardy, 1991). El nuevo mapa batimétrico muestra que el graben con orientación N25°E se conecta nítidamente con un segmento del rift de Malpelo orientado N85°. Una lisa pared sur, y los fuertes escarpes de 200 m de alto a lo largo de la pared norte del rift, caracterizan su morfología asimétrica (Fig. 3). En contraste, el graben de Yaquina muestra una remarcable morfología de depresión o artesa con prominentes bordillos (Fig. 8). El graben de Yaquina consiste de dos depresiones con pisos planos limitadas por escarpes cerca de 3000 m de alto, muy inclinados (35° hasta 47°). La depresión sur es de 4300 m de profundidad, mientras que la norte alcanza los 4900 m (Fig. 8). Un alto de 3900 m de profundidad, caracterizado por tres cordilleras alargadas orientadas paralelamente al eje del graben de Yaquina, separa las depresiones. Tanto su forma alargada como su orientación relativa al eje del graben sugiere escamas tectónicas. El borde oeste del graben es una angosta cordillera que sobresale a la depresión con 3000 m y una pendiente de 26° (Fig. 3), mientras que el borde este forma el ancho y alargado macizo Antuyatas (30 km por 55 km) con una topografía ondulada (Fig. 8). Los macizos muestran lineamientos morfológicos casi ortogonales orientados N120°E y N20°E. Más hacia el norte el

macizo puede extenderse hasta la latitud 3°25'N, y puede medir una longitud total de ~200 km. En sus partes central y norte, el borde este del graben muestra lineamientos rectilíneos a arqueados que se extienden desde direcciones casi ortogonales con la pared del graben, hasta N150°E y casi NS en la pared exterior de la fosa, donde estos son localmente truncados por escarpes de flexura de la placa en subducción. Los lineamientos pueden por lo tanto reflejar un esquema de tectónica de cizalla o de grano oceánico primario. En la terminación norte del graben de Yaquina, un valle longitudinal co-lineal de 3900 m de profundidad, marca la extensión norte de la zona de Fractura de Yaquina.

4.2 El margen de Ecuador y Sur de Colombia

El margen de Ecuador, que está segmentado a gran escala en regiones sismotectónicas, (Gutscher et al., 1999; Collot et al., 2004) puede ser dividido en tres segmentos de primer orden basado en las estructuras internas de velocidad (Gailler et al., 2007), en las variaciones de las distancias fosa-línea de costa, y cambios remarcables de las morfo-estructuras a lo largo del margen (Fig. 3). Los límites de dos de los segmentos de primer orden son delineados por cambios importantes en el ancho de la plataforma, asociados a cambios estructurales a lo largo de la pared interna de la fosa (talud del margen). El límite del primer segmento separa el segmento del margen sur asociado con el Golfo de Guayaquil (Calahorrano, 2005), del segmento central que caracteriza la mayor parte del margen de Ecuador y se extiende desde Punta Salinas hasta la plataforma Esmeraldas al norte de la Punta Galera (Fig. 3). El límite del segundo segmento está marcado por una espuela en la pendiente inferior del margen cerca de la latitud 1°20'N, y el curso superior del cañón Esmeraldas. Tres segmentos de margen más pequeños fueron reconocidos hacia el norte de Esmeraldas (Fig. 3) en base a los cambios morfo-estructurales del margen y a la zona de ruptura de grandes terremotos: los segmentos Manglares, Tumaco y Patia (Collot et al., 2004; Marcaillou et al., 2006).

4.2.1 La plataforma continental

La plataforma continental se extiende desde la línea de costa hasta el talud continental. De Sur a Norte, la línea de costa muestra cuatro penínsulas principales: Punta Salinas, Cabo San Lorenzo, Punta Galera y Cabo Manglares separados por áreas de bahías (Fig. 3). En las áreas de bahías, la plataforma

continental tiene 40-50 km de ancho, pero alcanza ~100 km en el Golfo de Guayaquil (Fig. 5). Frente de las penínsulas, la plataforma se restringe a solo unos pocos kilómetros, como frente a Punta Galera (~10 km) y Cabo Manglares (~ 2 km), y muestra un talud ligeramente más empinado hacia la fosa que en las áreas de bahías. Al norte de Punta Galera, la plataforma de Esmeraldas sobresale hacia el norte formando una estructura remarcable y aun no explicado (Fig. 8). La mayoría de la plataforma está sobreyacida por espesores kilométricos de depósitos sedimentarios, que pueden ser tanto la extensión costa afuera de las cuencas de Progreso, Manabí y Borbón-Tumaco o cuencas locales como la del Golfo de Guayaquil, Valdivia y Manta-Bahía (Deniaud, 2000). Debido a la falta de cobertura total de los datos multihaz, el quiebre de la plataforma no está bien definido, pero generalmente se encuentra a profundidades de 150-200 m, donde cauces, anfiteatros o cabezas de cañones lo cortan localmente.

4.2.2 El talud del margen

El talud del margen varía en ancho y morfología a lo largo del margen, y se divide en talud superior, medio, e inferior en base a sus profundidades y caracteres morfológicos.

A- En el segmento sur del margen, el talud del margen delimita un re-entrante ancho, de ~70-km de profundidad, que sufre una incisión cerca de su límite norte por el cañón de Santa Elena, en su parte media por el cañón de Guayaquil, y que termina en el extremo sur del Banco Perú (Fig. 4). El talud superior del margen (< 1000m) buza local y suavemente entre 1.4-1.6° hacia la fosa desde la base de la plataforma, y alcanza 3.2° inmediatamente al sur del Cañón de Santa Elena. Datos sísmicos revelan que un manto sedimentario reciente, de ~1 km de espesor (Calahorrano, 2005) subyace bajo esta suave pendiente en el centro de este segmento del margen.

La morfología global del talud medio y bajo difiere hasta cierto punto al norte y sur del cañón de Guayaquil. Los cañones de Santa Elena y Guayaquil cortan profundamente (hasta 600-1000 m) el talud medio, entre 1000 a ~2500 m de profundidad. Entre los cañones, el talud medio es en promedio más empinado (3.5-3.8°) y generalmente más rugoso que el talud superior, revelando así un área de 50 por 40 km de ancho de un suelo marino extremadamente perturbado, que indica una extensa desestabilización del talud (S, en Fig. 4 y Fig. 5). Inmediatamente al

sur del cañón de Santa Elena, el suave talud medio es entallado por una cicatriz de deslizamiento, que socava el talud superior y alcanza el quiebre de la plataforma. Al sur del cañón de Guayaquil, los procesos de desestabilización de la pendiente afectan menos al talud medio que en el norte. Un cañón tributario (A, Fig. 4) así como dos cañones de talud (B, y C Fig. 4) que muestran segmentos lineales orientados WNW, sugieren que la morfología está localmente controlada por fallas. Datos de sísmica de reflexión mostrados en Calahorrano (2005) indican que las fallas asociadas con segmentos de cañón de dirección WNW son normales y reflejan una extensión NNE (Fig. 5).

El talud inferior se extiende desde la isóbata de ~2500 m hasta la fosa, y con buzamientos de 5.7-9.3°, más escarpados que en el talud medio. Los cañones y algunos escarpes de deslizamientos circulares o alargados cortan profundamente al talud inferior, incluyendo en su base, una terraza plana a la que se anteponen pequeñas cordilleras paralelas a la fosa. Al sur de la boca del cañón de Guayaquil, estas cordilleras son la expresión en el piso marino de un prisma de acreción de 8 km de ancho (Collot et al., 2002), mientras que al norte del cañón, la cordillera y la parte plana reflejan la construcción de un pequeño prisma frontal (Calahorrano, 2005; Calahorrano et al., 2008). Aunque los cañones de Guayaquil y Santa Elena cortan localmente el prisma frontal, una cordillera submarina alargada con una dirección de abombamiento hacia el mar, atraviesa las bocas de los cañones en la fosa indicando que la tectónica de la deformación frontal supera a la erosión por el transporte de sedimentos a lo largo de los cañones, sugiriendo así una baja actividad actual de los cañones (Coronel, 2002).

En conclusión, el cañón de Guayaquil es un límite morfológico importante, transverso a la pendiente interna de la fosa. Este límite separa hacia el sur un talud relativamente suave y controlado por fallas y la presencia de un prisma de acreción al pie del margen, de un talud muy perturbado y la presencia de un prisma frontal pobremente desarrollado al norte del cañón.

B - A lo largo del segmento central del margen, el talud varía en ancho desde 25 a ~50 km, y en dirección desde una orientación NS a una orientación progresivamente más NE, al norte de la latitud 1°35'S. El segmento del margen con dirección N-S muestra una morfología muy rugosa (Sage et al., 2006) con una entrante de 15 km de ancho y 35 km de

largo, que cruza el margen hasta la pendiente superior (Fig. 6). Escarpes de cientos de metros de alto con pendientes $> 20^\circ$, montículos aislados y formas onduladas constituyen gran parte del talud medio e inferior (Fig. 5 y 6). Una corta cordillera orientada NS (Cordillera R en fig. 6) de solo 150 m de alto por encima del suelo oceánico circundante, deforma el talud superior y está separada de una caótica terraza submarina en el talud inferior por una pendiente media, cóncava de 14° y de 2200 m de alto. Inmediatamente al sur de la cordillera R, varios escarpes arqueados de 100-200-m de alto revelan fallas normales lístricas y cicatrices de deslizamiento que afectan al talud superior y medio (Villamar, 2001). Localmente, el pie del margen es bruscamente truncado por un escarpe de 500 m de alto y 23° de buzamiento asociado con una topografía rugosa en la fosa que sugiere un transporte catastrófico de masa. Tomadas en conjunto, estas características morfológicas indican que el margen es muy inestable y que ha sido afectado por perturbaciones tectónicas y erosionales profundas.

Entre las latitudes $1^\circ 35'S$ y 0° (Fig. 6 y 7) el talud del margen es notablemente más liso que hacia el sur, tal que, la latitud $1^\circ 35'S$ es un límite transversal remarcable en la morfología del talud. El talud superior muestra topografías planas sobresaliendo hacia el mar con pendientes de $\sim 6^\circ$ alternando con depresiones amplias y lisas donde se concentran las redes de cauces (Fig. 5 y 6). Las protuberancias suaves del fondo marino probablemente reflejan lobulos sedimentarios del talud superior. En la latitud $0^\circ 35'S$, un cañón arqueado orientado al SW, con una morfología discreta circunvala la cima plana de un promontorio de 500-550-m de profundidad a través de la pendiente superior. Este cañón, que no tiene expresión morfológica en el talud medio y bajo, probablemente refleja una antigua zona de transporte de sedimentos desde los ríos Chone o Chico (Fig. 3). Frente al segmento más superficial de la fosa, se puede observar una estructura denticular en el talud superior, ancha de 10 km y asociada a una protuberancia topográfica en el talud inferior (Fig. 6). Este rasgo morfológico revela la cicatriz de un deslizamiento causado por la subducción del extremo de la Cordillera de Carnegie. El talud medio exhibe estructuras en forma de bancos con pendiente de 2° y con sedimentos colectados desde los cauces, entre 1500 y 2200 m (Fig. 5). El talud inferior es irregular con zonas planas, topografías caóticas y pendientes empinadas de hasta 8° en el frente de deformación, revelando así algún grado de inestabilidad de la pendiente.

Entre el Cabo Pasado y Punta Galera (Fig. 7), el talud superior y el extremo de la plataforma son festoneados por dos entrantes de 25 a 40-km de ancho con pendientes de $4.5-6.3^\circ$ separadas por un promontorio superficial (P en la Fig. 7). Pendiente abajo, redes convergentes de cauces cortan los entrantes, agrietando localmente el extremo de la plataforma. Los entrantes del talud superior pueden ser relativamente antiguos debido a que su morfología discreta parece haber sido suavizada con el tiempo. Sin embargo, el talud inferior del promontorio P es severamente cortado en forma denticular, por una serie de entrantes de 5 km de ancho, que lucen frescos y con pendientes de hasta 22° , que forman juntas un escarpe de deslizamiento de 20 km de ancho relativamente más joven que los entrantes más grandes del talud superior (S en Fig. 7). La terminación del lineamiento N-S de los montes submarinos de Atacames, inmediatamente al oeste de la cicatriz del talud, junto con las evidencias de sísmica de reflexión que apuntan a un monte submarino enterrado por debajo del promontorio P (d'Acremont et al., 2005), soportan la interpretación de que las pequeñas formas denticulares del margen resultaron de la subducción de montes submarinos (Fig. 5 y 7) (Collot et al., 2005).

Al oeste de Punta Galera, el talud superior buza ligeramente hacia el mar a $\sim 5^\circ$ y el talud medio muestra una suave morfología saliente (A en la Fig. 7) que se extiende pendiente abajo a 1000-2000 m, donde es abruptamente truncada por un escarpe muy inclinado (23°) paralelo a la fosa. La saliente morfológica evoca un lobulo sedimentario del talud superior y medio, posiblemente relacionada al transporte sedimentario desde la plataforma continental o de ríos próximos como el Río Mache. El talud inferior es rugoso y generalmente empinado, reflejando el impacto profundo y extenso de la erosión frontal en esta región. Esta pendiente sobresale por encima de cordilleras cortas en la fosa, las cuales se orientan oblicuamente al frente del margen, sugiriendo la construcción de pequeños cabalgamientos frontales delante de un talud inferior empinado e inestable. Al norte de Punta Galera, el promedio de la pendiente del margen desde el extremo de la plataforma hasta el pie del margen es 8° , y el talud superior y medio alcanzan localmente más de 12° . Estas pendientes muestran evidencia de formas festoneadas que localmente cortan el borde de la plataforma (Fig. 7). En esta región, el talud inferior que es más profundo que 2500 m, tiende a ensancharse hacia el norte, siguiendo la curva en la dirección de la fosa desde una orientación NE a NS, hasta $1^\circ 22'N$, formando así un pequeño pero remarcable espolón en

el margen. Los montes submarinos Galera colisionan sobre el ápice de la estribación, forzando así al frente de la deformación a moverse ~18 km hacia el continente.

En conclusión, el talud del segmento central del margen se divide en un área de morfología relativamente simple y poco perturbada (entre la latitud 1°35'S y ~0°) limitada tanto hacia el sur (entre Punta Salinas y la latitud 1°35'S) como hacia el norte (entre 0° y los montes submarinos Galera) por áreas de morfología profundamente perturbada, que probablemente reflejan la historia de subducción reciente de una placa oceánica rugosa.

C - A través de los segmentos Manglares, Tumaco y Patia en el norte del margen, la morfología cambia drásticamente cuando se compara con la del talud, relativamente angosto, del segmento central del margen del Ecuador. El retiro de la línea de costa, desde Punta Galera a Buenaventura (Fig. 2) provoca que una parte más ancha del margen se encuentre sumergida, alcanzando hasta 100 km de ancho. Al norte de Esmeraldas, a más de la angosta plataforma continental, el margen incluye la cuenca de ante-arco de Manglares (Marcaillou y Collot, 2008), un complejo alto de ante-arco, y un talud inferior que cambia significativamente en cuanto al carácter morfológico a lo largo de margen. Los sistemas de cañones de Esmeraldas, Patia-Mira y Sanquianga cortan transversalmente estos dominios estructurales (Fig. 8).

En el segmento del margen Manglares (Fig. 3), la cuenca forma una depresión de 850 m de profundidad, y en la parte sur muestra una amplia protuberancia del fondo marino, de 600 m de profundidad y con orientación N-30°E (Alto Ostiones en Fig. 8). El fondo del mar en esta protuberancia trunca los sedimentos, sugiriendo un levantamiento reciente (Collot et al., 2008). La cuenca es profundamente entallada por el cañón de Esmeraldas y sus tributarios, y contiene hasta 5-6 km de sedimentos costa afuera del Cabo Manglares (Collot et al., 2004). El flanco este de la cuenca se conecta a la plataforma a través del talud superior liso, de 3-4°, que está localmente cortado por cauces y pequeños entrantes. El talud superior está por encima de dos salientes suaves que sobresalen en la cuenca (Fig. 8), y que pueden reflejar lóbulos de sedimentos asociados con los ríos Cayapas-Santiago y Mira. La cuenca está separada del alto de ante arco, nombrado a partir de aquí como Alto del Basamento de Manglares, por el sistema de fallas Ancón (Collot et al., 2005). La falla tiene una fuerte expresión morfológica que se extiende hacia el noreste a lo largo de ~90 km

(Fig. 5 y 8). Está delineada por escarpes empinados que miran hacia el este, de hasta 200 m de alto, e interrumpida por pequeñas cuencas de fondo plano. Datos de sísmica de reflexión muestran que la falla corta profundamente a través del basamento (Collot et al., 2004), y deforma localmente por compresión la cuenca sedimentaria de ante-arco. La falla parece abrirse en abanico hacia el norte a través del talud del margen en un sistema en cola de caballo que da al fondo marino del talud una apariencia de pequeña escalera (Fig. 8).

El Alto del Basamento de Manglares (MBH) es un complejo morfológico, un bloque frontal de 130-km de largo que se extiende desde los 1°20'N a ~2°10'N (Fig. 8). El MBH está mejor expresado morfológicamente por dos estructuras importantes: el Alto de Esmeraldas que tiene 900 m de profundidad, y la Cordillera de Same, con < 150 m de profundidad. Ambos rasgos sobresalen por encima de la fosa por 2200 y 2600 m respectivamente, a solo ~16 km del frente de deformación. La Cordillera de Same descansa sobre la parte masiva del MBH, de < 700 m de profundidad y 40 km de largo, que se profundiza hacia el norte hasta cerca de 2000 m. La falla Manglares corta hacia el noroeste a través del MBH, moldeando así localmente su piso marino (Fig. 8) (Collot et al., 2005). El lado del MBH que da hacia el mar muestra escarpes muy inclinados de hasta 32°, e incluso 40° en la pared este de la boca del cañón de Esmeraldas. Estos escarpes están asociados a las grandes fallas de ruptura de talud y a depósitos de movimientos de masa que forman una topografía irregular pendiente abajo. Algunas de estas fallas de ruptura de talud podrían estar asociadas a la actividad tectónica de la falla de Ancón (Ratzov et al., 2007). Hacia el lado del mar del escarpe, una montaña cónica, de ~600 m de alto y 8 km de diámetro (CSm en Fig. 8) puede relacionarse a algunas intrusiones de lutitas emplazadas a lo largo de una falla. El talud inferior del segmento de Manglares tiene forma arqueada en vista de planta, con una cúspide asociada a la boca del cañón de Esmeraldas. En la fosa, la cúspide es cortada por una cordillera angosta y lineal que es inferida a partir de los datos sísmicos como un pliegue naciente. Al oeste del curso inferior del cañón, el talud inferior muestra pendientes inclinadas que alcanzan los 20-24° y que son separadas por una terraza angosta y plana cerca de los 2500 m de profundidad. Datos de sísmica de reflexión (Marcaillou et al., 2008) muestran que esta morfología refleja la presencia de un pequeño prisma frontal imbricado (Fig. 5).

El cañón Esmeraldas tiene ~130 km de largo y se extiende desde cerca de la boca del Río Esmeraldas, donde el cañón agrieta la angosta plataforma, hasta una profundidad de ~2750 m, donde el cañón corta bruscamente el frente de deformación y el pliegue naciente en la fosa, indicando así actividad de transporte actual (Collot et al., 2005). El cañón muestra segmentos tanto lineales como muy sinuosos con cambios importantes de dirección, de NS a NW y NW a NS, sugiriendo un control tectónico. Tres tributarios principales orientados NS hacen una incisión en el talud superior del margen y abren una brecha en el borde de la plataforma, indicando posiblemente un control tectónico. Un tributario simple orientado al NE confluye con el curso inferior del cañón, lo que es inusual debido a que éste está aislado de la línea de costa continental. Las empinadas paredes del cañón Esmeraldas, de 300 a 1200 m de alto revelan su fuerte actividad erosiva, que junto con el abanico submarino profundo del río Esmeraldas muestran uno de los principales lugares para el transporte de sedimentos desde los Andes del Norte hasta la fosa de Colombia.

Los segmentos de Tumaco y Patia difieren significativamente en la morfología con respecto al segmento de Manglares. La Cordillera de Tumaco es superficial y masiva, y junto con el Promontorio de Patia reemplazan la suave topografía de la Cuenca de Manglares (Fig. 8). Morfológicamente la Cordillera de Tumaco consiste de angostas cordilleras con ejes que se orientan ~N20°, extendiéndose sobre los 50 km de ancho, entre el curso superior del cañón de Mira y el curso inferior del cañón de Patia. Datos de sísmica de reflexión muestran que las cordilleras se han unido bajo compresión tectónica formando así una zona de pliegues y cabalgamientos que afectan tanto el basamento del margen como los sedimentos de la cuenca de ante-arco (Collot et al., 2004, Marcaillou y Collot, 2008). La cordillera más superficial de Tumaco está cubierta por una plataforma plana y horizontal de < 100 m de profundidad (HP1 en Fig. 8), que indica una terraza de abrasión posiblemente formada durante periodos de bajo nivel del mar. La morfología en escalera de la estructura de cola de caballo de la falla de Ancón, que afecta el flanco oeste de la cordillera de Tumaco, se ha sobrepuesto en una depresión del talud de 2000 m de profundidad y 50 km de ancho (Rt Fig. 8) (Ratzov et al., 2007). Como lo indican los datos de sísmica de reflexión (Agudelo, 2005), un prisma de acreción de 10 km de ancho alcanza la boca de este amplio y morfológicamente complejo entrante del margen.

La cordillera de Tumaco y el promontorio de Patia están separados por una depresión transversal de 40-km de ancho y 1500 m de profundidad, que la red de los cañones Patia y Mira usa para transferir sedimentos pendiente abajo. El cañón Mira serpentea a través de un angosto segmento de la cuenca de ante-arco, orientado al NE, que contiene hasta 3.4 km de sedimentos deformados por compresión desde por lo menos el Mioceno Superior (Marcaillou y Collot, 2008). El cañón Mira corta el talud superior hasta el borde de la plataforma pero actualmente no está conectado a la boca del río Mira en Cabo Manglares. Esto sugiere que ocurrió un desplazamiento lateral entre la cabeza del cañón y la boca del río (Ratzov, 2009). En la parte superior del cañón, un meandro se encuentra en una zona de contra-pendiente del fondo marino, indicando un basculamiento reciente del flanco Este de la cordillera de Tumaco (Fig. 8). Además, el cañón cruza la proyección norte del eje de la cordillera de Tumaco, donde el cañón tiene forma de V y corta profundamente el piso marino, indicando su reciente levantamiento (Ratzov, 2009). Entre Cabo Manglares y el curso superior del cañón de Patia, el talud superior muestra salientes topográficas hacia el mar (Fig. 8), reflejando la construcción de lóbulos sedimentarios probablemente relacionados con la historia sedimentaria de los deltas de los ríos Mira y Patia.

El cañón de Patia atraviesa la depresión hasta 3400 m en el pie del margen, donde un creciente anticlinal frontal ha forzado la boca del cañón para desviarlo hacia el norte, como es indicado por los datos de sísmica de reflexión (Ratzov, 2009). El cañón, tiene una forma de Z en vista de planta. Sus cursos superior e inferior cortan profundamente el flanco sur del promontorio de Patia y la cuña acrecionaria respectivamente, sugiriendo un control por actividad tectónica. Los cañones Mira y Patia se encuentran cerca de los 1500 m de profundidad en la depresión transversal. Dos escarpes que miran al norte, de 10 km de ancho y de 100-500 m de alto, afectan el flanco sur de los cañones (Sc 1 y Sc2 en la Fig. 8). Estas estructuras están asociadas con los depósitos de movimientos de masa (mass wasting deposits, en inglés) en los cañones (Ratzov et al., 2007). La morfología plana y lisa del fondo marino del curso medio del cañón de Patia refleja sedimentos retenidos a lo largo de su eje, por bloques y depósitos de derrubios que forman una barrera a través del cañón (Ratzov et al., 2007).

El promontorio Patia se extiende hacia el mar desde la costa cercana del delta Patia, forma una

plataforma superficial de cima plana (HP2 Fig. 8) y cordilleras orientadas N-S entre las cuales, el sistema de cañón Sanquianga corre pendiente abajo. Datos de sismica de reflexión revelan que el promontorio consiste en una serie de pliegues y cabalgamientos con dirección N-S (Fig. 5) (Marcaillou y Collot, 2008) truncados por debajo de HP2 por una superficie, a 100 m de profundidad, erosionada por las olas, probablemente durante el último periodo de bajo nivel del mar. El curso superior del cañón Sanquianga sale sobre una superficie triangular y lisa de 1000-1500 m de profundidad que refleja recientes lóbulos sedimentarios según los datos sísmicos (TS, Fig. 8). El flanco hacia el mar del promontorio buza 8° . Este es afectado por una morfología en escalera con pendientes locales que alcanzan 14° hasta profundidades de ~2500-2800 m, donde el talud se une con una terraza marina de 2800 m de profundidad. La terraza está subyugada por los estratos de una cuenca de tipo piggy-back (Marcaillou et al., 2008) y separada del saliente del frente de deformación por una serie de cordilleras y depresiones orientadas NNE. De acuerdo a los datos de sismica de reflexión, las cordilleras y depresiones reflejan la compleja estructura del prisma de acreción del margen colombiano (Mountney y Westbrook, 1997; Marcaillou et al., 2008). Las cordilleras acrecionadas son discontinuas cerca de la latitud $3^\circ 05' N$, formando una cúspide que conecta pendiente arriba a un tributario del cañón Sanquianga. La formación de cordilleras lineales de acreción a través de la cúspide, no afectadas por la insición del tributario, indica que él ha sido abandonado recientemente.

5. Interpretación y discusión

A pesar de que la segmentación a gran escala de la placa de Nazca y el margen de Ecuador fueron reconocidos desde hace mucho tiempo (Lonsdale, 1978, Gutscher et al., 1999), los nuevos datos compilados de batimetría multihaz permiten reconocer procesos sedimentarios y tectónicos específicos que moldean el suelo marino de cada uno de los segmentos del margen. En particular, identificamos un patrón de deformación neotectónica remarcable de la pared externa de la fosa, discutimos varios tipos de transferencia de masa asociados con la segmentación del margen, y establecemos una nueva edad mínima para la subducción de la Cordillera de Carnegie basada en sus efectos sobre la morfología del talud del margen de la placa Sudamericana.

5.1 Deformación de la placa de Nazca

El patrón de escarpes en la pared exterior de la fosa, que rota de NS en la latitud $2^\circ 30' S$ a $N45^\circ E$ hacia el norte a lo largo de la fosa de Ecuador y Colombia, acompaña remarcablemente la curvatura del eje de la fosa indicando que los escarpes reflejan la neotectónica de fallas normales relacionadas con la flexura de la placa antes de la subducción. Como fue descrito por Lonsdale (1978) los sedimentos pelágicos calcáreos y silíceos de la pared exterior de la fosa son cortados por fallas normales de fuertes pendientes. Consecuentemente, la placa que subduce parece acomodar a la vez su flexura en la zona de subducción y la curvatura en vista de planta, en la mitad norte del arco de Talara (Fig. 2) por una rotación progresiva, en sentido horario, de los escarpes de las fallas normales. En contraste con la Cordillera de Cocos, la cual no presenta tanto fallamiento por flexión de la placa (Ranero et al., 2005), la Cordillera de Carnegie, que alcanza hasta 19 km de espesor crustal (Sallares et al., 2005), es deformada por un fallamiento normal cuando entra en la zona de subducción del Ecuador. En las fosas, las fallas por flexión de la placa pueden ser causa de una sismicidad de profundidad intermedia, que ha sido interpretada, como resultado de la reactivación de fallas normales en la placa subducente (Ranero et al., 2005). Las fallas por flexura de la placa en subducción, son también interpretadas como generadoras de conductos que facilitan la migración de fluidos en el manto superior, y que consecuentemente favorecerían su serpentización (Ranero et al., 2003; Ivandic et al., 2008).

La co-linealidad entre los escarpes con orientación $N75^\circ$ que deforman la pared exterior de la fosa cerca de los montes submarinos Atacames y Galera (Fig. 5), y las lineaciones magnéticas Miocena de la placa de Nazca (Lonsdale, 2005) (Fig. 5), soporta una reactivación del grano oceánico por la curvatura de la placa. Tal reactivación puede haber causado que la depresión de Galera se profundice y retenga productos de masas deslizadas (Ratzov, 2009). La deflexión local del patrón de escarpes de $N165^\circ$ a $N40^\circ$ a través de la GFZ, muestra la influencia de un cambio drástico del grano oceánico desde $N150^\circ$ a $N55^\circ$, sobre la creación o la reactivación de fallas.

5.2 Posible origen del Alto de Antuyatas

Debido a su tamaño, a su topografía ondulada, y a su localización en la unión entre el rift de Malpelo y el graben de Yaquina, el macizo Antuyatas

podría reflejar un Megamullion, o domo de origen mantélico (mantle core complex en ingles), que es una estructura geológica principalmente constituida por rocas ultramáficas serpentinizadas y gabroicas. Los megamullions son interpretados como resultado de la exhumación del bloque yacente de fallas de tipo detachment, las cuales operan en los extremos de los centros de expansión lenta, donde el aporte magmático es más bajo que en el centro (Tucholke et al., 2001). Los megamullions generalmente se desarrollan en los bordes internos de los extremos de los segmentos de expansión como es mostrado por el megamullion Atlantis (Canales et al., 2004). De acuerdo a las anomalías magnéticas, la corteza oceánica miocena fue creada en el rift de Malpelo con una tasa de expansión que disminuyó de 21 a 15 mm/año después de 12 Ma (Lonsdale, 2005), haciendo del rift de Malpelo un centro de expansión lento con un valle axial relativamente profundo en su unión con el graben de Yaquina. Este contexto cinemático y estructural soporta un origen de megamullion para el macizo Antuyatas que puede haber sido formado en el exterior de la unión rift-graben.

5.3 Tipos de transferencia de masa: un resultado de la subducción de la Cordillera de Carnegie

La morfología del suelo marino de los segmentos del margen, combinada con la información derivada de los datos de sismica de reflexión, permite reconocer distintos tipos de transferencia de masa, desde la erosión por subducción hasta la acreción tectónica y el relleno de cuencas. Estos tipos de transferencia de masa se relacionan con las variaciones del flujo de sedimentos y los estilos tectónicos a lo largo del margen, que a gran escala, son controlados por la subducción de la Cordillera de Carnegie.

5.3.1 Distribución de los sedimentos de la fosa

Los sedimentos se estancan donde los cañones más activos alcanzan los segmentos más profundos de la fosa, por ejemplo al norte y sur de la intersección entre la Cordillera de Carnegie y la fosa, y en menor medida, donde los montes submarinos colisionan con el margen, como se ejemplifica con los montes submarinos de Salinas, Atacames y Galera. En la fosa del sur de Colombia el suministro de sedimentos es grande, debido a la alta actividad del cañón submarino de Esmeraldas y a la gran cantidad de corrientes de aguas captadas por el río Esmeraldas en el continente. El cañón arroja ~3.5–4.8 km de sedimentos terrestres que actualmente forman el abanico submarino

profundo de Esmeraldas. Los cañones Patia-Mira pueden haber contribuido significativamente en la espesa sedimentación de la fosa de Colombia, aunque este sistema de cañones es actualmente menos activo que el cañón de Esmeraldas (Collot et al., 2005). En contraste, en la fosa norte del Perú, el suministro de los sedimentos es moderado (~0.8 km) debido a que la gran carga de sedimentos cuaternarios derivados de los Andes ha sido predominantemente retenida en las cuencas del Golfo de Guayaquil (Coronel, 2002; Deniaud, 2000; Witt et al., 2006). Es probable que la mayor parte de los sedimentos depositados en la fosa de Perú, frente al golfo de Guayaquil, haya sido transportada vía el cañón de Guayaquil durante las permanencias de bajo nivel del mar cuando el Golfo de Guayaquil fue sub-emergente.

El depósito de turbiditas en la fosa central del Ecuador (Fig. 5, 6 y 7) es más bien discreto, debido a la poca captación de corrientes de aguas por ríos a lo largo de la cordillera costera del Ecuador central. Además la Cordillera de Carnegie representa una represa efectiva al transporte axial de los sedimentos en la fosa, e influenciando la entrada de la corriente de la Cuenca de Panamá, que impide la sedimentación e incluso erosiona los sedimentos (Lonsdale, 1977). Costa afuera del Ecuador central, la sedimentación cuaternaria de la fosa es controlada por su batimetría somera y la elevación de la cordillera costera adyacente con respecto a la cuenca de Manabí (Lonsdale, 1978; Gutscher et al., 1999, Pedoja et al., 2006). En el continente, los sedimentos que provienen de los Andes son distribuidos en el Ecuador central a través de vías de transporte axial, dirigidas al norte y al sur (Fig. 5) con respecto al eje de la Cordillera de Carnegie (Lonsdale, 1978).

5.3.2 Distribución de los sedimentos de cuenca de ante-arco

La morfología del suelo oceánico refleja los procesos de sedimentación a través del talud superior del margen y en las cuencas de ante-arco. Topografías lisas, que sobresalen suavemente hacia el mar a través de la pendiente superior, particularmente en los segmentos Manglares y Tumaco (Fig. 8), revelan abanicos superficiales o lóbulos de sedimentos que probablemente se desarrollaron conjuntamente con eventos glacio-eustáticos a partir de la entrada de sedimentos recientes, asociados a deltas de ríos y al levantamiento de la Cordillera Occidental en Colombia (Dumont et al., 2005; Marcaillou y Collot, 2008). A lo largo de los segmentos sur y central

del margen, la presencia de salientes morfológicos suaves en el talud superior y medio, y los datos de sísmica de reflexión indican también la existencia de lóbulos sedimentarios. Los lóbulos pueden haberse desarrollado durante períodos de bajo nivel del mar y estar posiblemente intercalados con cúmulos de contornitas (Gonthier et al., 1984) que resultan de la interacción entre la corriente de entrada de la Cuenca Panamá con dirección hacia el norte (Lonsdale, 1977) y partículas de sedimentos provenientes de tierra o que resultan de la erosión submarina. Además de las grandes cantidades de sedimentos cenozoicos retenidos en las cuencas litorales como las cuencas de Manabí y Tumaco, las cuencas de ante-arco Guayaquil y Manglares han retenido kilómetros de sedimentos neógenos transportados por los ríos Guayas, Cayapas-Santiago, Mira y Patia (Figs. 3 y 5). En el Golfo de Guayaquil, la subsidencia del basamento y el fallamiento normal controlado por el escape del Bloque Nor-Andino hacia el NNE, acomoda la espesa secuencia (3-4 km) de sedimentos cuaternarios de ante-arco (Witt et al., 2006; Calahorrano, 2005). En contraste, en la cuenca de Manglares, la subsidencia del basamento posiblemente resultado de la erosión por subducción, controla la sedimentación en el Neógeno Tardío, mientras que en los segmentos del margen Tumaco y Patia, el plegamiento y el cabalgamiento deforman y erosionan los sedimentos cenozoicos de las cuencas de ante-arco (Marcaillou y Collot, 2008).

5.3.3 Tipos de transferencia de masa

La figura global del margen de Ecuador es que éste es erosional, así lo demuestran la falta de una cuña accreionaria, la estrechez y alta pendiente del talud del margen, los afloramientos de basamento basáltico cretácico en la Isla de la Plata (Baldock, 1982) a menos de 35 km desde el eje de la fosa (Fig. 6), el rápido adelgazamiento del basamento del margen por fallamiento normal entre la plataforma y la fosa (Sage et al., 2006), y la truncación de las rocas estratificadas del basamento producida por la falla interplaca (Collot et al., 2002). Zonas de transporte masivo de sedimento, por ejemplo los cañones de Esmeraldas y Guayaquil, limitan ambos extremos de este margen erosivo, asociado a una fosa pobremente sedimentada. Además de las características de margen erosivo arriba mencionadas, suaves perturbaciones de la superficie del talud y un talud inferior retrabajado, acompañado por un ubicuo y estrecho prisma frontal, construido por la imbricación de masas de derrubios del talud, fueron encontrados a lo largo de la mayoría del segmento central del margen y parte de los segmentos

sur y Manglares (Fig. 5). Más significativas son las extensas y profundas desestabilizaciones del suelo marino, tales como grandes estructuras colapsadas asociadas a masas caóticas deslizadas pendiente abajo, que fueron individualmente identificadas a través del talud del margen entre el cañón de Guayaquil y la latitud $\sim 1^{\circ}35'S$, y entre la latitud $\sim 0^{\circ}$ y los montes submarinos Galera (Fig. 10).

Estas áreas de alta desestabilización del talud indican erosión frontal, dispersión de sedimentos y procesos de subducción que representan importantes mecanismos de transferencia de masa.

En contraste con el margen erosivo de Ecuador, el talud inferior de los segmentos Patia y Tumaco y la parte sur del segmento Sur, consiste de pliegues y cabalgamientos frontales, y cuencas de tipo “piggy-back”, formando respectivamente el prisma accreionario Guayaquil de 8 km de ancho en el sur (Calahorrano, 2005; Calahorrano et al., 2008), y el prisma de acreción en Colombia, de ~ 35 km de ancho en el norte (Marcaillou et al., 2008). Los prismas de acreción se han desarrollado esencialmente en las regiones de fosa localizadas corriente abajo de la boca de los cañones Guayaquil y Patia-Mira, los cuales representarían la principal fuente para el transporte de los sedimentos terrestres implicados en la construcción de los prismas (Fig. 5). Curiosamente, pese al espeso relleno de la fosa de 3-4.8 km en el segmento de Manglares, no se ha desarrollado aún un prisma de acreción. Esto sugiere que el abanico submarino profundo de Esmeraldas fue construido o aceleró su construcción muy recientemente. La incipiente deformación compresiva observada en los datos de sísmica de reflexión a través de la fosa (Collot et al., 2008), así como el naciente pliegue lineal visible en la morfología del suelo marino a través de la boca del cañón de Esmeraldas, soportan la idea de una acreción incipiente en el frente del segmento Manglares. Otro cabalgamiento naciente, pero discontinuo, se forma al pie del prisma de acreción de Colombia, indicando así que la acreción frontal es activa. Similares observaciones de pliegues nacientes y proto-cabalgamientos (Calahorrano, 2005) revelan un proceso activo de construcción del prisma de acreción de Guayaquil. Todas estas observaciones corroboran que la transferencia positiva de masa es activa, lo cual promueve el crecimiento del margen continental por el reciclaje de sedimentos erosionados de los Andes.

A pesar de tener en su frente pliegues recientes, el prisma de acreción de Colombia y la cuña interna

muestran una morfología que no es prístina, sino que está sobreimpresa por estructuras primarias tales como fallas, incisiones de cañones o cicatrices causadas por la subducción de montes submarinos. Estructuras secundarias como numerosas cicatrices dentiformes, en pequeña escala, lineales y arqueadas, asociadas con cuerpos rugosos que afectan las caras hacia el mar de antiguos pliegues sugieren cicatrices de deslizamiento. Un caso remarcable de desestabilización de talud se encuentra en el segmento de Tumaco (Fig. 5 y 8). La gran depresión del margen asociada con la compleja morfología en forma de escalera del sistema de falla Ancón, suspendido sobre el prisma de acreción fue interpretado por Ratzov et al., (2007) como similar a una Deformación Gravitacional de Talud a Gran Profundidad (Deep-Seated Gravitational-Slope

Deformation, DSGSD), como ha sido documentado en cinturones montañosos por Agliardi et al., (2001). Esta forma de desestabilización de masas amplia, pero lenta fue probablemente conducida por la actividad tectónica del sistema de fallas Ancón. Alternativamente, la subducción de un gran monte submarino anterior al desarrollo de un prisma de acreción en el talud inferior, puede haber contribuido a la desestabilización del talud. En el segmento sur del margen, la topografía rugosa del talud inferior suspendido sobre el prisma de acreción de Guayaquil, revela productos de masas depositadas sobre el joven prisma. En conjunto, estas observaciones indican desestabilización del talud superior y procesos de transferencia de masa, relacionados con segmentos acrecionarios del margen.



Figura 10. Esquema mostrando (1) la extensión propuesta hacia tierra de los límites de la Cordillera de Carnegie basada en la isobata de 2500 m, (2) principales áreas del margen de morfología profundamente perturbada, y (3) truncación del basamento del alto de Manglares en el espolón del margen.

5.2 Morfología del Margen y la migración de la Cordillera de Carnegie

La segmentación del margen refleja groseramente la segmentación de la placa oceánica adyacente (Gutscher et al., 1999) y es consistente con el patrón del levantamiento costero cuaternario propuesto por Pedoja et al., (2006). El segmento sur del margen frente a Guayaquil es el más ancho y su plataforma está afectada por una gran subsidencia y altas tasas de sedimentación Pleistocena (Deniaud, 2000; Witt et al. 2006). El entrante ancho y liso del talud en este segmento de margen, así como la subsidencia y el fallamiento normal de su basamento (Witt et al., 2006) puede ser interpretado, basados en los modelos geodinámicos actuales (Case et al., 1971; Trenkamp et al., 2002), como controlado por el escape NNE del Bloque Nor-Andino.

Nuestro análisis morfológico detallado puede ser usado en conjunto con el marco de la cinemática de placas para mostrar que las áreas del talud del margen con quiebres extendidos en la pendiente, ayudan a constreñir la edad mínima de la subducción de la Cordillera de Carnegie. Es importante notar que el segmento central del margen y la alta topografía adyacente de la Cordillera de Carnegie son desplazados lateralmente en una dirección NS por ~70-100 km (Fig. 3). Este desplazamiento aparente puede resultar parcialmente del movimiento de 0.6 cm/año al NE del BNA con respecto a la placa estable de Sud-América (Nocquet y Mothes, este volumen). Este desplazamiento también refleja la extensión oblicua al noreste tanto del flanco norte de la Cordillera de Carnegie (FNCC), con orientación N70° como de la GFZ con orientación N60°, que asumimos se proyecta hacia tierra a lo largo de su propio eje, y subduce bajo las costas norte y sur del Ecuador (Fig. 10). Estos segmentos costeros muestran terrazas marinas cuaternarias que fueron levantadas con tasas de 0.34 y 0.1 mm/año respectivamente, durante los últimos 120 Ka (Pedoja et al. 2006), posiblemente como un resultado de la subducción de la Cordillera de Carnegie. La topografía relativamente alta del margen costero a lo largo de la línea de costa de Esmeraldas orientada ENE junto con terrazas marinas cuaternarias sugieren que un segmento subducido de la cordillera, orientado al NE, subyace la región Punta Galera-Esmeraldas. De acuerdo al modelo cinemático de la placa de Nazca-Bloque Nor-Andino (Nocquet y Mothes, este volumen), el FNCC y la GFZ barren hacia el sur a lo largo de

la fosa, a ~2.3 y 2.7 cm/año respectivamente (Fig. 3 A1 y A2), indicando que los segmentos de fosas localizados inmediatamente al norte de las uniones FNCC-fosa y GFZ-fosa sufrieron el mayor impacto de la subducción de la Cordillera de Carnegie. Nuestro análisis detallado de la morfología del margen soporta esta interpretación.

La geometría del flanco norte de la Cordillera de Carnegie por debajo del margen de Ecuador fue obtenido por la duplicación de la isóbata de 2500 m (Fig. 11). Consecuentemente, el segmento hipotético del FNCC que subyace la plataforma de Esmeraldas (Fig. 8) muestra un desplazamiento ~NS, y coincide con una zona de fractura orientada NNE identificada más al norte a lo largo de la fosa por Hardy, (1991), a partir de anomalías magnéticas (Fig. 5). La fuerte pendiente del margen y las estructuras extensivas de colapso de roca, frente a Punta Galera, pueden ser interpretadas para mostrar que el segmento de la fosa profunda, presentado en la Fig. 7, sufrió las consecuencias de la migración hacia el sur de la Cordillera de Carnegie. Además, la abrupta terminación del basamento del alto de Manglares-Esmeraldas en su flanco SO, en la latitud 1°20'N, sugiere que las rocas de este alto fueron truncadas y extensamente removidas por erosión tectónica como consecuencia del barrido del FNCC (Fig. 10). Se puede hacer una interpretación similar de la compleja morfología del talud del margen que se extiende desde la latitud 1°35'S hasta la unión GFZ-fosa (Fig. 10), aunque, además del efecto de la migración hacia el sur de la GFZ, el segmento del margen probablemente sufrió el impacto de la subducción de los montes submarinos de la Cordillera de Carnegie (Sage et al., 2006). Esta interpretación global implica que el talud del margen, costa afuera del Cabo San Lorenzo y Cabo Pasado, fue levantada por la subducción de la Cordillera de Carnegie, pero no ha sufrido los efectos de la migración de la FNCC y la GFZ.

Reconstrucciones paleo-geográficas de la unión Cordillera de Carnegie-fosa basada en el modelo cinemático propuesto por Nocquet y Mothes (este volumen) demuestran que los puntos mas norte de las areas norte y sur del margen con morfología profundamente perturbada, fueron impactados respectivamente por el FNCC y la GFZ, hace ~ 4 -5 Ma (estrellas en la Fig. 11). La incertidumbre sobre la edad obedece a las dificultades asociadas con reconstrucciones de la cinemática de las placas y la geometría del segmento subducido de la Cordillera de Carnegie. Kendrick et al., (2003) indican que la tasa de

rotación Nazca–Sud América desaceleró $\sim 0.05^\circ/\text{Ma}^2$ desde $\sim 20\text{-}10\text{ Ma}$, y el vector de movimiento entre las placas Nazca-SOM de Nuvel-1A (DeMets, et al., 1994) integrado sobre los últimos 3-4 Ma, es 20% más grande que el vector basado en GPS de Kendrick et al. (2003), aunque sus azimuts son muy cercanos (Fig. 11A). Nuestra reconstrucción muestra sin embargo que la Cordillera de Carnegie ha estado subduciendo por debajo del margen de Ecuador durante los últimos $\sim 4\text{-}5\text{ Ma}$.

En contraste con baja deformación tectónica en las cuencas del Golfo de Guayaquil desde $\sim 5.2\text{ Ma}$ hasta el principio del Pleistoceno, una importante

sedimentación controlada por fallas en las mismas cuencas empezó en 1.8-1.6 Ma atrás (Witt et al., 2006). El inicio de este periodo importante de deformación extensional requiere de la subducción de una porción de la Cordillera de Carnegie, lo suficientemente grande como para provocar el escape hacia el NNE del Bloque Nor-Andino (BNA). Desde $\sim 2\text{ Ma}$, el área de la cordillera en contacto con la base del margen a lo largo de la falla de subducción puede haber sido suficientemente grande (Fig. 11) para crear las condiciones de fricción necesarias que activen el escape hacia el NNE del BNA, a lo largo del sistema de fallas Guayaquil-Caracas, y desarrollar las cuencas extensionales del Golfo de Guayaquil.

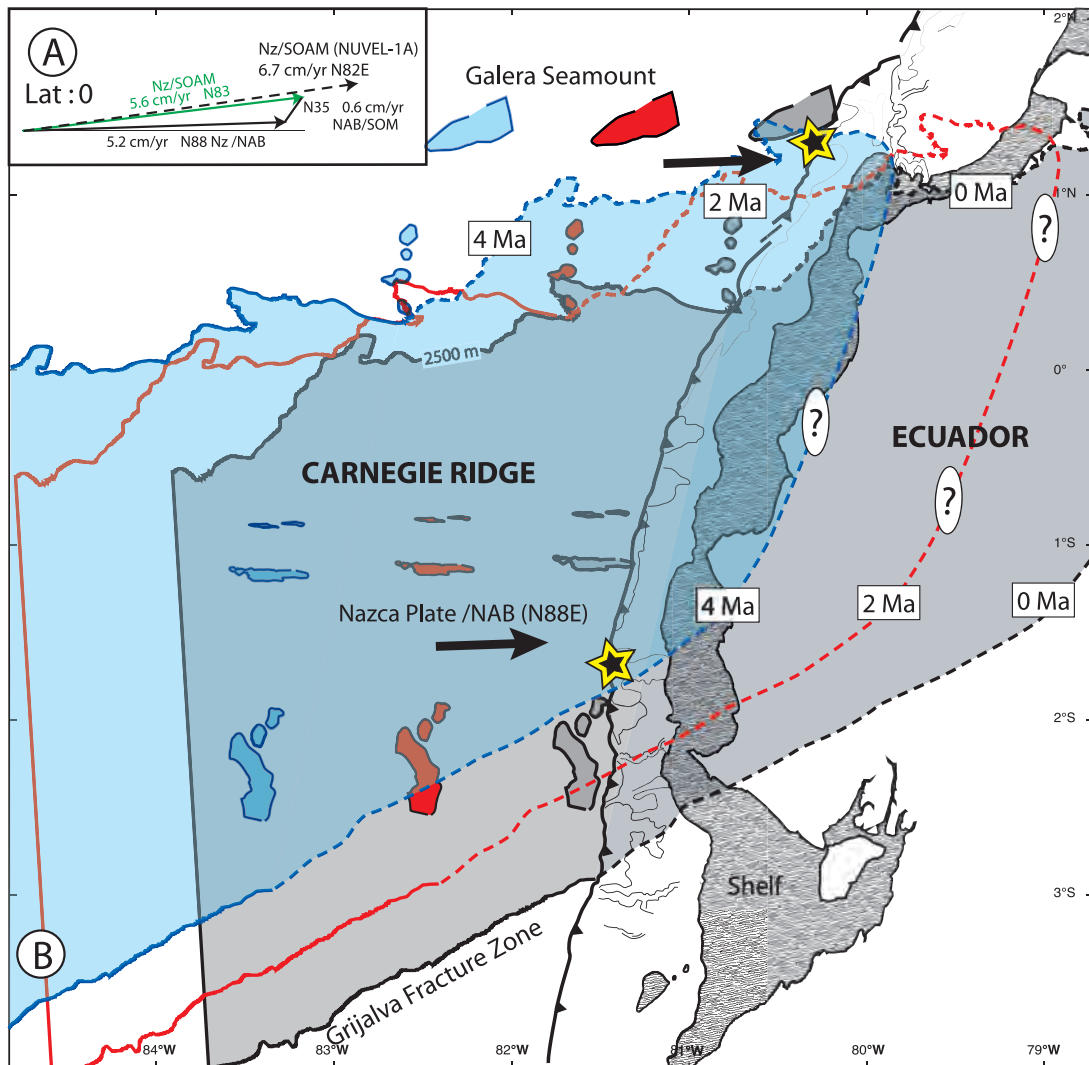


Figura 11. Reconstrucción de la localización de la Cordillera de Carnegie con respecto al Ecuador en $\sim 2\text{ Ma}$ y $\sim 4\text{ Ma}$ mostrando la migración hacia el sur de la unión Cordillera de Carnegie–fosa a lo largo de la fosa. (A). Marco cinemático: el vector placa de Nazca / Bloque Nor Andino (BNA) es de Nocquet y Mothes, (este volumen). El vector placas de Nazca/Sud América es de Kendrick et al. (2003). El vector Nuvel-1A es de DeMets et al. (1994). (B). El flanco norte de la Cordillera de Carnegie hacia el noreste fue obtenido por repetición de la forma de su isobata de 2500 m. Las estrellas representan la localización de las uniones entre el eje de la fosa, la Zona de Fractura de Grijalva Fracture y el flanco norte de la Cordillera de Carnegie, entre ~ 4 y 5 Ma atrás.

6. Conclusiones

La compilación de datos de batimetría multihaz costa afuera del Ecuador continental y del Sur de Colombia ha permitido determinar con detalle los caracteres morfológicos tanto de la pared externa de la fosa como del talud del margen, y establecer importantes inferencias al respecto de la deformación de la pared externa de la fosa, la segmentación del margen, la distribución de sedimentos, los tipos de transferencia de masa, la edad mínima de la subducción de la Cordillera de Carnegie, así como los segmentos del margen potencialmente peligrosos.

- Una red de fallas normales neotectónicas acomoda el plegamiento y la subducción de la placa de Nazca por debajo del promontorio Nor-Andino (el Arco de Talara) mediante la rotación progresiva en sentido horario del patrón de fallas por flexura que acompaña la curvatura de la fosa vista en planta.

- La segmentación de primer orden de la placa inferior puede ser seguida a través del margen de la placa superior a lo largo de rasgos estructurales tales como la GFZ y el flanco norte de la Cordillera de Carnegie que cortan el talud y corresponden a límites transversales de la plataforma que delimitan así los segmentos sur, central y norte del margen. Una segmentación estructural y sismotectónica a pequeña escala fue reconocida al norte de Esmeraldas, en base a variaciones morfológicas a lo largo del margen y zonas de rupturas de terremotos.

- La distribución de los sedimentos en la fosa es controlada por la segmentación del margen. La región costera levantada del segmento central del margen fuerza la división del flujo de sedimentos hacia una zona de transporte norte y otra sur, a través del río y cañón de Esmeraldas, y el río Guayas y el cañón de Guayaquil, respectivamente. Estas zonas de transferencia de sedimentos alimentan la fosa de Colombia en el norte, y la cuenca del Golfo de Guayaquil y la fosa de Perú en el sur, mientras que la zona de batimetría más somera de la fosa del Ecuador central ha permanecido comparativamente más bien estéril de sedimentos. Otros ríos al norte de Ecuador y sur de Colombia transfieren importantes cantidades de sedimentos en las cuencas de ante-arco y en la fosa de Colombia.

- La segmentación del margen se manifiesta en diferentes tipos de transferencia de masa, en adición a lóbulos sedimentarios que están

presentes a lo largo del talud superior de todos los segmentos de margen. El segmento central del margen es claramente erosivo y por lo tanto caracterizado por una transferencia negativa de masa. Extensos productos de movimientos de masa relacionados con los numerosos quiebres del talud son predominantemente subducidos o acumulados en un pequeño prisma frontal. Este régimen tectónico también afecta el segmento sur del margen al norte del cañón de Guayaquil, y el segmento Manglares, aunque en esta última región, la acreción tectónica apenas comienza. Los segmentos Tumaco y Patia en el norte, y el margen sur del cañón de Guayaquil están dominados por tectónica activa de acreción, como lo indica la formación de pliegues nacientes acrecionarios que apuntan a una transferencia positiva de masa.

- El escape NNE del BNA con respecto al continente Sudamericano tiene una doble influencia que es discernible en la morfología del margen: (1) la amplia y suave ensenada del segmento sur del margen es interpretada como el resultado del escape hacia el noreste del Bloque Nor-Andino; (2) la migración hacia el sur del flanco norte de la Cordillera de Carnegie con respecto al segmento central del margen de Ecuador es probablemente amplificadora y ha dejado el frente del margen con un talud empinado y extensamente erosionado entre Cabo Pasado y los montes submarinos de Galera. De la misma manera, entre Puerto López y el cañón de Guayaquil, el talud del margen extensamente erosionado es interpretado como el resultado del barrido hacia el sur de la GFZ y de la subducción de montes submarinos.

- La comparación entre las posiciones paleogeográficas de la Cordillera de Carnegie con respecto al Bloque Nor-Andino, y la localización de las dos áreas del margen de morfología profundamente perturbada, indica que la Cordillera de Carnegie ha estado subduciendo por ~4-5 Ma.

- El análisis geomorfológico muestra áreas de potencial peligro para el emplazamiento de infraestructuras submarinas tales como cables de comunicación submarina. En particular, los segmentos de la fosa que son adyacentes a taludes de margen altamente inestables, y las bocas de los principales cañones son inferidos como peligrosos. Las rutas seguras para las infraestructuras submarinas pueden localizarse a lo largo de la pared exterior de la fosa, a cierta distancia del eje de la fosa.

Referencias

- Agudelo, W., Imagerie sismique quantitative de la marge convergente d'Equateur-Colombie, PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie, Villefranche s/mer, 2005.
- Baldock, J. W., Geología del Ecuador: Boletín de la explicación del Mapa Geológico de la República del Ecuador, Esc. 1:1 000.000, Min. Rec. Nat. Energ., Quito, 1982.
- Bilek, S. L., Influence of subducting topography on earthquake rupture, En: The seismogenic zone of subduction thrust faults, T. H. Dixon, y Moore, J. C. Eds, Columbia University Press, New York, 123-146, 2007.
- Calahorrano, A., Structure de la marge du Golfe de Guayaquil (Equateur) et propriétés physiques du chenal de subduction a partir de données de sismique marine réflexion et réfraction, PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 2005.
- Calahorrano, A., Sallares, V., Collot, J.-Y., Sage, F. y Ranero, C. R., Nonlinear variations of the physical properties along the southern Ecuador subduction channel: Results from depth-migrated seismic data, *Earth and Planetary Science Letters*, doi:10.1016/j.epsl.2007.11.061, 2008.
- Canales, J. P., Tucholke, B. E., y Collins, J. A., Seismic reflection imaging of an oceanic detachment fault : Atlantis megamullion (Mid-Atlantic Ridge, 30° 10'N), *Earth and Planetary Science Letters*, 222, 543-560, 2004.
- Case, J.E., et al., Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama, *Geological Society of America Bulletin*, 82, 2685-2711, 1971.
- Clift, P.D. y MacLeod, C. J., Slow rates of tectonic erosion estimated from the subduction and tilting if the Tonga Forearc basin, *Geology*, 27, 411-414, 1999.
- Cloos, M., Thrust-type subduction-zone earthquakes and seamount asperities: A physical model for seismic rupture, *Geology*, 20, 601-604, 1992.
- Cloos, M., Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts, *Geological Society of America Bulletin*, 105, 715-737, 1993.
- Collot, J.-Y., Charvis, P., Gutscher, M. A. y Operto, S., Exploring the Ecuador-Colombia active margin and inter-plate seismogenic zone, *EOS Transactions*, American Geophysical Union, 83 (17), 189-190, 2002.
- Collot, J.-Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., Graindorge, D., Gutscher, M. A., y Spence, G., 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, *J. Geophys. Res.*, 109, B11103, doi:10.1029/2004JB003060, 2004.
- Collot, J.-Y., Migeon, S., Spence, G., Legonidec, Y., Marcaillou, B., Schneider, J.-L., Michaud, F., Alvarado, A., Lebrun, J.-F., Sosson, M., y Pazmiño, A., Seafloor margin map helps in understanding subduction earthquakes, *EOS Transactions*, American Geophysical Union, 86 (46), 464-466, 2005.
- Collot, J.-Y., Michaud, F., Legonidec, Y., Calahorrano, A., Sage, F., Alvarado, A., y el personal científico y técnico del INOCAR, Mapas del margen continental Centro y Sur de Ecuador : Batimetría, Relieve, Reflectividad Acústica e Interpretación Geológica, INOCAR, IOA-CVM-04-Post, 2006.
- Collot, J.-Y., Legonidec, Y., Michaud, F., Marcaillou, B., Alvarado, A., Ratzov, G., Sosson, M., López, E., Silva, P., y el personal científico y técnico del INOCAR, Mapas del margen continental del Norte de Ecuador y del Suroeste de Colombia: Batimetría, Relieve, Reflectividad Acústica e Interpretación Geológica, INOCAR, IOA-CVM-03-Post, Quito, Ecuador, 2006.
- Collot, J.-Y., Agudelo, W., Ribodetti, A. y Marcaillou, B., Origin of a crustal splay fault and its relation to the seismogenic zone and underplating at the erosional N-Ecuador S-Colombia oceanic margin, *J. Geophys. Res.*, 113, B12102, doi:10.1029/2008JB005691, 2008.
- Coronel, J., Les canyons de la marge équatorienne : approche morphostructurale et évolution, Master thesis, Université Pierre et Marie Curie, Villefranche s/mer, 2002.
- d'Acremont, E., Ribodetti, A., Collot, J.-Y. y Sage, F., Margin structure and destabilisation processes on the Ecuador margin by 2D quantitative seismic imaging, *EOS Trans.*, AGU, Fall Meeting, Suppl., Abstract, San Francisco, 2005.
- De Mets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., y Stein, S., Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophysical Research Letters*, 21 (20), 2191-2194, 1994.
- Deniaud, Y., 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., PhD thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, 2000.
- Dumont, J.-F., Santana, E., y Vilema, W., Morphologic evidence of active motion of the Zambapala Fault, Gulf of Guayaquil (Ecuador). *Geomorphology*, 65, 223– 239, 2005.
- Dumont, J.-F., Santana, E., Valdezn, F., Tihay, J.-P., Usselman, P., Iturralde D. y Navarette, E., Fan beheading and drainage diversion as evidence of a 3200-2800 BP earthquake event in the Esmeraldas-Tumaco seismic zone: A case study for the effects of great subduction earthquakes, *Geomorphology*, 74, 100-123, 2006.
- Ego, F., Sébrier, M. y Yepes, H., Is the Cauca-Patia and Romeral fault system left or right lateral?, *Geophysical Research Letters*, 22, 33-36, 1995.
- Feininger, T., y Bristow, C. R., Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador, *Geol. Rdsch.*, 69, 849-874, 1980.
- Gailler, A., Charvis, P., y Flueh, E. R., Segmentation of the Nazca and South American Plates along the Ecuador subduction zone from wide angle seismic profiles, *Earth and Planetary Science Letter*, 260 doi:10.1016/j.epsl.2007.05.045, 444-464, 2007.
- Gonthier, E., Faugeres, J.-C. y Stow, D. A. V., Contourite facies of the Faro drift, Gulf of Cadix, in Fine grained sediments: deep water processes and facies, *Geological Society of London*, Special publication, 275-292, 1984.
- Gossens, P. J., y Rose, W. I., Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the basic igneous complex, Ecuador, *Geological Society of America Bulletin*, 84, 1043-1052, 1973.
- Gutscher, M.A., Malavieille, J., Lallemand, S., y Collot, J. Y., Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision, *Earth and Planetary Science Letters*, 168, 255-270, 1999.
- Hardy, N. C., Tectonic evolution of the easternmost Panama Basin: Some new data and inferences, *Journal of South American Earth Sciences*, 4 (3), 261-269, 1991.
- Hayes, D. E., Continental margin of western South America, in The geology of continental margins, Burk, C. A., y Drake, C. L. Eds., Springer-Verlag, New York, 581-590, 1974.

- Hey, R. N., Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1414-1420, 1977.
- Ivandić, M., Grevemeyer, I., Berhorst, A., Flueh, E. R., y McIntosh, K. D., Impact of bending related faulting on the seismic properties of the incoming oceanic plate offshore Nicaragua, *Journal of Geophysical Research*, 113, B05410, doi:10.1029/2007JB005291, 2008.
- Jaillard, E., Ordoñez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jimenez, N., Montenegro, G. y Zambrano, I., Basin development in an accretionary, oceanic-floored fore-arc setting: southern coastal Ecuador during late cretaceous-late eocene time, in *Petroleum basins of South America*, Tankard, A. J., Suarez, R., y Welsink, H. J. Eds., 615-631, 1995.
- Jaillard, E., Benitez, S. y Mascle, G. H., Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc sud-équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168 (4), 403-412, 1997.
- Jaillard, É., Héral, G., Monfret, T., Diaz-Martinez, E., Baby, P., Lavenu, A., y Dumont, J.-F., Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile, in *Tectonic evolution of South America*, Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz, F., y Campos, D. A. Eds., *Publication of the 31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro, 481-559, 2000.
- Juteau, T., Mégard, F., Raharison, L., y Whitechurch, H., Les assemblages ophiolitiques de l'Occident équatorien : nature pétrographique et position structurale, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7 (19), 1127-1132, 1977.
- Kanamori, H., y McNally, K. C., Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72 (4), 1241-1253, 1982.
- Kelleher, J., Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions, *Journal of Geophysical Research*, 77, 2087-2103, 1972.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R. Jr., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E. y Souto Fortes, L. P., The Nazca-South America Euler vector and its rate of change, *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (2), 125-131. doi:10.1016/S08959811(03)00028-2, 2003.
- Lonsdale, P., Inflow of bottom-water to the Panama basin, *Deep Sea Research*, 24, 1065-1092, 1977.
- Lonsdale, P., Ecuadorian Subduction System, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62 (12), 2454-2477, 1978.
- Lonsdale, P., y Klitgord, K. D., Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin, *Geological Society of America Bulletin*, 89, 981-999, 1978.
- Lonsdale, P., Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate, *Tectonophysics*, 404, 237-264, 2005.
- Mamberti, M., Lapiere, H., Bosch, D., Jaillard, E., Ethien, R., Hernandez, J. y Polvé, M., Accreted fragments of the Late Cretaceous Caribbean-Colombian Plateau in Ecuador, *Lithos*, 66, 173-199, 2003.
- Marcaillou, B., Spence, G., Collot, J.-Y., y Wang, K., Thermal regime from bottom simulating reflectors along the N Ecuador - S Colombia margin : relation to margin segmentation and the XXth century great subduction earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 111, B12407, doi:10.1029/2005JB004239, 2006.
- Marcaillou, B., y Collot, J.-Y., Chronostratigraphy and tectonic deformation of the North Ecuador – South Colombian Fore-arc Basin, *Marine Geology*, 255 (1-2), 30-44, 2008.
- Marcaillou, B., Spence, G., Wang, K., Collot, J.-Y., y Ribodetti, A., Thermal segmentation along the North Ecuador – South Colombia margin (1°-4°N): prominent influence of sedimentation rate in the trench, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 272, 296-308, 2008.
- Mendoza, C., y Dewey, J. W., Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958 and 1979: implications for barrier models of earthquake rupture, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74 (2), 577-593, 1984.
- Meissner, R. O., Flueh, E. R., Stibane, F., y Berg, E., Dynamics of the active plate boundary in Southwest Colombia according to recent geophysical measurements, *Tectonophysics*, 35, 115-136, 1976.
- Michaud, F., Chabert, A., Collot, J.-Y., Sallarès, V., Flueh, E. R., Charvis, P., Graindorge, D., Gustcher M.-A., y Bialas, J., Fields of multi-kilometer scale sub-circular depressions in the Carnegie Ridge sedimentary blanket: Effect of underwater carbonate dissolution?, *Marine Geology*, 216, 205-219, 2005.
- Michaud, F., Collot, J.-Y., Alvarado, A., López, E., y el personal científico y técnico del INOCAR, República del Ecuador, Batimetría y Relieve Continental e insular, INOCAR, IOA-CVM-01-Post, 2006.
- Michaud, F., Witt, C., Royer, J.-Y., Influence of the subduction of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: reality and fiction, *Backbone of the Americas Geological Society of America Memoire*, Kay, S. y Ramos, V. A. Eds, 204, doi :10.1130/2009.1204.10, 12 p., 2008
- Mountney, N. P., y Westbrook, G. K., Quantitative analysis of Miocene to recent forearc basin evolution along the Colombian margin, *Basin Research*, 9, 177-196, 1997.
- Nocquet, J.-M., y Mothes, P., Geodésia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador, en *Síntesis de los resultados de investigación geológica y geofísica sobre el margen Ecuatoriano, la costa, la cordillera submarina de Carnegie, y de la plataforma volcánica de Galápagos*, Collot, J.-Y., Sallarès, V., y Pazmiño, A. Eds., INOCAR - IRD, Quito, este volumen.
- Pedoja, K., Ortlieb, L., Dumont, J.-F., Lamothe, M., Ghaleb, B., Auclair, M., y Labrousse, B., Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data, *Marine Geology*, 228, 73-91, 2006.
- Ranero, C.R., Villasenor, A., Morgan, J. P., y Weinrebe, W., Relationship between bend-faulting at trenches and intermediate-depth seismicity, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q12002, doi: 10.1029/2005GC000997, 2005.
- Ranero, C. R., y von Huene, R., Subduction erosion along the Middle America convergent margin, *Nature*, 404, 748-752, 2000.
- Ranero, C. R., Phipps Morgan, J., McIntosh, K. D., y Reichert, C., Bending, faulting, and mantle serpentinization at the Middle America Trench, *Nature*, 425, doi:10.1038/nature01961, 367-373, 2003.
- Ratzov, G., Sosson, M., Collot, J.-Y., Migeon, S., Michaud, F., Lopez, E., y Le Gonidec, Y., Submarine landslides along the North Ecuador – South Colombia convergent margin. Possible tectonic control, En *Third International Symposium on Submarine Mass Movements and Their*

- Consequences*, KLUWER-SPRINGER Bookseries, Santorini (GREECE), 47-55, 2007.
- Ratzov, G., Processus gravitaires sous-marins le long de la zone de subduction Nord Equateur – Sud Colombie : Apports à la connaissance de l'érosion tectonique et de la déformation d'une marge active, et implications sur la genèse de tsunamis, PhD Thesis, Université de Nice Sophia-Antipolis, Villefranche s/mer, 2009.
- Reynaud, C., Jaillard, E., Lapiere, H., Mamberti, M. y Mascle, G. H., Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America, *Tectonophysics*, 307, 235-254, 1999.
- Sage, F., J.-Y. Collot, y Ranero, C. R., Interplate patchiness and subduction-erosion mechanisms : Evidence from Depth Migrated Seismic Images at the Central Ecuador convergent margin, *Geology*, 34(12), 10.1130/G22790A.1, 997-1000, 2006.
- Sallares, V., Charvis, P., Flueh, E. R., Bialas, J. et al., Salieri, Seismic structure of the Carnegie Ridge and the nature of the Galápagos Hotspot, *Geophysical Journal International*, 161, 763-788, 2005.
- Smith, W. H. F., y Sandwell, D. T., Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, 277, 1957-1962, 1997.
- Sosson, M., Bourgois, J., Mercier de Lepinay, B., SeaBeam and deep-sea submersible Nautila surveys in the Chiclayo canyon off Peru (7°S): subsidence and subduction-erosion of an Andean-type convergent margin since Pliocene times. *Marine Geology*, 118, 237-256, 1994.
- Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., y P. Mora, P., Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 157-171, 2002.
- Tucholke, B. E., Fujioka, K., Ishihara, T., Hirth, G., y Kinoshita, M., Submersible study of an oceanic megamullion in the central North Atlantic, *Journal of Geophysical Research*, 106(B8), 16145-16161, 2001.
- Vannucchi, P., Ranero, C. R., Galeotti, S., Straub, Z. M., Scholl, D. W., y McDougall-Ried, K., Rates of subduction erosion along the Costa Rica Pacific margin: Implications for nonsteady rates of crustal recycling at subduction zones, *Journal of Geophysical Research*, 108(B11), doi:10.1029/2002JB002207, 2003.
- Van Andel, T. H., Tectonics of the Panama basin, eastern equatorial Pacific, *Geological Society of America Bulletin*, 82, 1489-1508, 1971.
- Villamar, R., Subduction de la Ride de Carnegie sous la marge d'Equateur : structure et déformation à partir des données de sismique réflexion multitrace, DEA thesis, Université Pierre et Marie Curie, 36 pp., 2001
- von Huene, R., y Lallemand, S., Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins, *Geological Society of America Bulletin*, 102, 704-720, 1990.
- von Huene, R., y Scholl, D. W., Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and growth of continental crust, *Reviews of Geophysics*, 29, 279-316, 1991.
- Winter, T., y Lavenu, A., Morphological and microtectonic evidence for a major active right-lateral strike-slip fault across central Ecuador (South America), *Annales Tectonicae*, III(2), 123-139, 1989.
- Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jiménez, N., y Sosson, M., Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the 3 Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape, *Tectonics*, 25, doi:10.1029/2004TC001723, 2006.