

MÉTODO MORFO-ESTRUCTURAL PARA LA IDENTIFICACIÓN DE PALEOEVENTOS TECTO-SÍSMICOS: APLICACIÓN A LA ZONA COSTERA DE SAN LORENZO, NORTE DE ECUADOR

Por:

E. Santana ^a, J.F. Dumont ^b, F. Valdez ^c, N. Pazmiño ^a, J.P. Tihay ^d, P. Usselman ^e y E. López ^f

Abstract

The identification of paleo events of sismo tectonic activity along active margins is difficult under wet tropical climate, for the bad preservation of tectonic morphology such as active fault scarps, and the rough conditions to get to the places where some observation can be made. Considering that these areas are generally characterized by a dense drainage network under conditions where active deformation can apply, we set up a method combining three set of data: 1- The analysis of the drainage network at regional and local scale, 2- The identification of tectonic lineaments and their analysis as potential elements of active fault deformation, and 3- the analysis of the coastline variability as a determining element to date tectonic deformation, but also to provide complementary data for to analyze the active deformation. In the San Lorenzo area where no active deformation was previously identified, but strong sismic activity was known, we identify significant changes of the drainage pattern related to one or several tectonic events that happened during the period 3200-2800 BP. In relation with these events the La Boca uplift occurred between the San Lorenzo and La Boca faults, resulting in the deviation of several rivers toward the Santiago River and finally the Cayapas River. The discharge increase opened a new estuary. The geographic and human implications are important. The new drainage network made easier the communication between the Andes and the coast, short-cutting the previous wide area of mangrove, and giving the suitable conditions for the further development of the La Tolita Culture few time later.

Resumen

La identificación de paleo-eventos tecto-sísmicos es particularmente difícil en regiones tropicales húmedas, por la mala preservación de los marcadores usuales como son los planos de falla, sumado al difícil acceso a las regiones donde han sido preservados. Considerando que las zonas húmedas costeras presentan conjuntamente una red de drenaje densa y una topografía baja, en un contexto donde se pueden encontrar deformaciones tectónicas, se ha planteado un método de investigación de las deformaciones tectónicas activas, combinando tres elementos: 1- el análisis del drenaje a escala regional y local para la identificación de anomalías de pendiente y drenaje, 2- la identificación de los lineamientos tectónicos y su análisis en términos de la actividad potencial de las fallas, y 3- el análisis de la variabilidad de la línea de costa, como elemento de datación de los eventos tectónicos que afectan la zona costera. En la zona de San Lorenzo donde no se conocían anteriormente deformaciones de tectónica activa, pero con una importante actividad sísmica, se identificaron deformaciones relevantes en relación con la ocurrencia de uno o varios eventos tecto- sísmicos que se produjeron hace 3200-2800 BP. Consecuencia de estos eventos la actividad de las fallas San Lorenzo y La Boca produjo el levantamiento de la Boca y el desvío del Río Santiago hacia el Río Cayapas, abriendo un nuevo estuario. Las implicaciones tanto geográficas como humanas son importantes, pues este nuevo patrón de drenaje, facilitó las comunicaciones entre la sierra y la costa a través de la faja de manglares costeros, y dando las condiciones propicias para el desarrollo del sitio arqueológico de La Tolita poco tiempo después.

Palabras claves: Tectónica activa, desviación del drenaje, patrón de drenaje, cordones litorales, Ecuador

^a INOCAR, Base Naval Sur, Av. de la Marina, Guayaquil, Ecuador, geologia@inocar.mil.ec

^b IRD, UMR 6526, Observatoire Océanographique, 06235 Villefranche sur mer, France

^c IRD, UR 092, Instituto Nacional de Patrimonio Cultural, Quito, Ecuador

^d UPPA, Pau, France

^e CNRS-UMR 6012, Maison de la géographie, 34090 Montpellier, France

^f Ingeominas, Bogotá, Colombia

Introducción

Las áreas costeras de los márgenes activos presentan episodicamente algunos de los más altos sismos y riesgos asociados, como se ha observado recientemente en la zona sísmica de Indonesia. Por su ubicación respecto con la zona de subducción, la zona al norte de Ecuador-sur de Colombia se presenta como una de las áreas de mayor actividad sísmica en el mundo.

Los registros históricos muestran la ocurrencia de cuatro grandes sismos con magnitudes mayores a 7.7 Mw durante el siglo pasado (Fig. 1) (Beck et al., 1998; Gutscher et al., 1999; Herd et al., 1981), siendo el mayor, el sismo de Tumaco ocurrido en 1906 (8.8 Mw), el mismo que estaba asociado con una zona de ruptura de 500 km (Collot et al., 2004; Herd et al., 1981). Las deformaciones cosísmicas, tales como levantamientos (Barrientos and Plafker, 1992; Ortlieb et al., 1996), o subsidencias (González et al., 2002; Herd et al., 1981), han estado asociadas con sismos de subducción a lo largo de la costa del Pacífico de Sudamérica. Estas deformaciones dependen de su distancia a la zona sísmica y frecuentemente se presentan separando áreas alternantes de levantamiento y subsidencia (Barrientos, 1996; Fitch and Scholz, 1971).

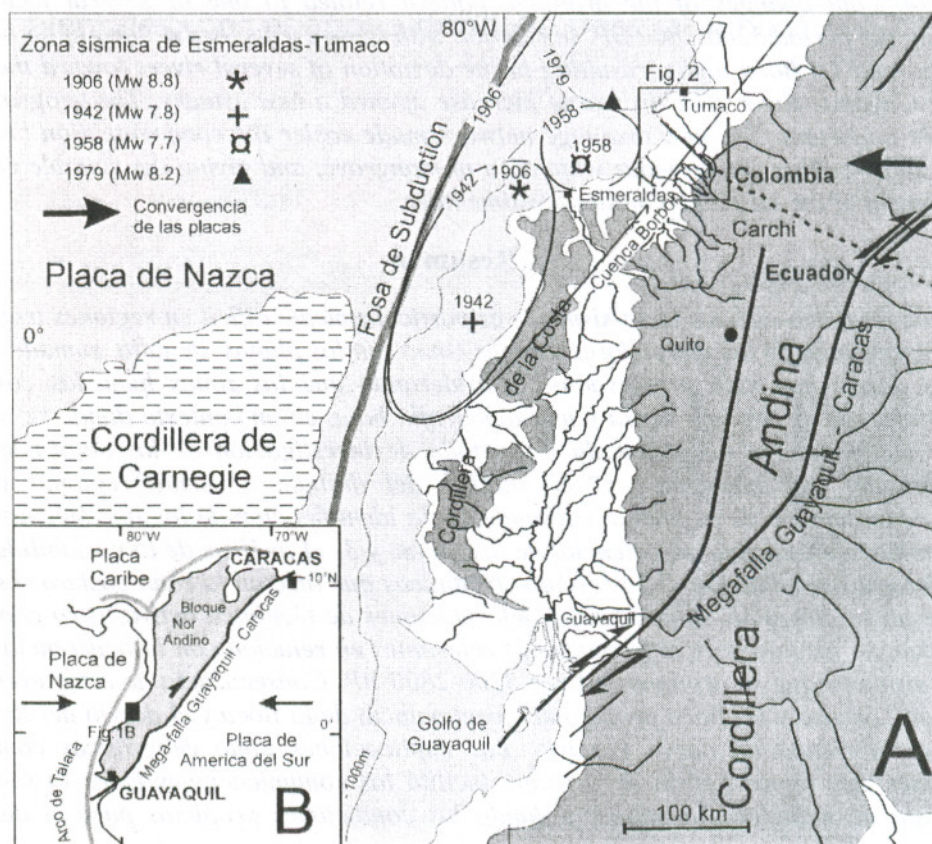


Fig 1: Ubicación de la zona de estudio (A), y posición en el conjunto de las placas Nazca, Caribe y América del Sur (B). Los símbolos indican los epicentros de los sismos históricos, y el círculo corresponde a la zona de ruptura, tomado de Collot et al. (2004).

En base a la combinación de observaciones relacionadas con la red de drenaje, los lineamientos tectónicos y la variación de la línea de costa, se presentan evidencias de cambios morfológicos que implican la ocurrencia de movimientos relacionados con la actividad sísmica de la zona. En particular se enfoca en esta publicación un método de identificación de los eventos extremos que pueden ocurrir en estas áreas.

MARCO GEOLÓGICO

A lo largo del margen Norandino la placa de Nazca esta subduciéndose hacia el este por debajo de Sudamérica a una tasa de 7-8 cm/año (De Mets et al., 1990; Kellogg and Vega, 1995), y a una dirección aproximada W-E. La subducción oblicua (Ego et al., 1996) favorece el movimiento hacia el noroeste del bloque Norandino, a una tasa de 1 cm/año, a lo largo de la megafalla Guayaquil-Caracas (Dumont et al., 2005; Ego et al., 1996)

(Fig.1B). Este movimiento se hace mediante fallas transtensivas dextrales de rumbo NE - SW y sinestrales de rumbo NW - SE (Alvarado, 1998; Deniaud, 2000; Dumont et al., 1997, 2005; Santana and Dumont, 2002).

La zona de ruptura del sismo de 1906 (Mw 8.8), se ha reactivado por tres fuertes sismos: 1942 (Mw 7.9), 1958 (Mw 7.8) y 1979 (Mw 7.9) (Collot et al., 2004; Herd et al., 1981; Kelleher, 1972; Swenson and Beck, 1996), y otros sismos han ocurrido en la misma área, en 1868 y 1875 (Scheu, 1911). El sismo de 1979 estuvo acompañado por subsidencia de la costa por encima de los 1.6m, y levantamientos cosísmicos fueron reportados costa afuera, en el interior de la plataforma continental (Herd et al., 1981).

El margen costero de la parte central del Ecuador se caracteriza por un levantamiento durante el Cuaternario (Pedoja, 2003), que termina hacia el norte en la falla de Yanayacu de dirección NW – SE (Fig. 2D) (CERESIS, 1985; Pedoja, 2003). Mas al norte, la Bahía de Ancón de Sardinias (Fig. 2D) constituye un largo delta formado por los ríos Cayapas - Santiago y Mataje.

Los depósitos del Pleistoceno del área de San Lorenzo (Fig. 3) están representados por las formaciones Cachabi (conglomerados, arenas y limos meteorizados en arcillas rojas) y San Tadeo (conglomerados volcánicos piroclásticos, material de lahar y flujos de lodo) (Baldock, 1982; CODIGEM, 1993). Estas formaciones describen un amplio abanico en la vertiente de la Cordillera Andina, hasta la costa. El basamento de las formaciones Cachabi y San Tadeo pertenece a la Formación Borbón (Plioceno) (Aalto and Miller, 1999; Deniaud, 2000; Evans and Whittaker, 1982). El plegamiento y emersión del sur de la Cuenca de Borbón son fechados al final del Plioceno (Evans and Whittaker, 1982).

METODOLOGÍA

El método aplicado para buscar evidencias de deformaciones tectónicas activas combina tres clases de datos: 1- el análisis de las redes de drenaje a escala regional y local, 2- el análisis de los lineamientos y planos de fallas encontrados y 3- el análisis de la variación de la línea de costa en la zona estuarina.

El análisis de redes de drenaje constituye el primer paso en la búsqueda de evidencias de tectónica activa (Schumm et al., 2000; Keller and Pinter, 2002). Mediante el análisis de los documentos cartográficos a varias escalas (IGM, 1991, 1992a,b; CODIGEM, 1993; PRONAREG-ORSTROM 1948, a,b,c) se pueden evidenciar las discontinuidades, desviaciones y reorientaciones a lo largo de la red de drenaje relacionadas con las deformaciones geológicas del terreno (Fig. 2A-D). El segundo grupo de datos corresponde a las fallas tectónicas más recientes, a fin de comparar la cinemática de estas en tierra con la actividad sísmica de la zona de subducción. La tercera clase de datos corresponde al patrón de cordones litorales que da evidencia de la variación de la

línea de costa durante la época considerada. Esta clase de datos permite fechar los eventos desde aproximadamente 6000 BP.

ANÁLISIS DE RESULTADOS

1. Análisis de las redes de drenaje

A. Escala regional: segmentación del abánico Pleistoceno

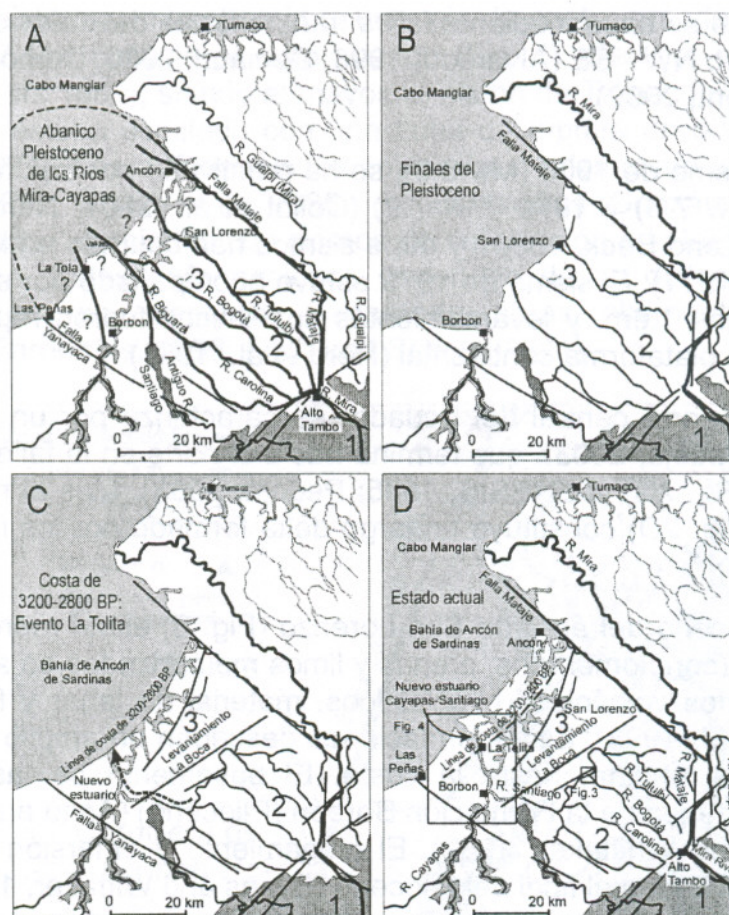


Fig. 2: Evolución de la red de drenaje con desorganización del abánico Pleistoceno del Río Mira, en 4 etapas: (A) Etapa del abánico del Pleistoceno, (B) Desviación del Río Mira hacia Colombia en la cabeza del abánico, (C) Desviación de la parte central por la formación del levantamiento de La Boca, y (D) Estado actual. Ver el texto para las explicaciones de los cambios sucesivos.

Entre la provincia de Carchi en la Cordillera Occidental de los Andes y la bahía de Ancón de Sardinas (IGM, 1992 a,b) la red de drenaje presenta tres partes (Fig. 2D). El área más alta (Fig. 2D, área 1) se extiende desde Carchi (cerca de 2000m) hasta el área del Alto Tambo (500m) y es drenada longitudinalmente por el Río Mira, uno de los mayores ríos del norte de los Andes de Ecuador. El valle del Río Mira se encajona hasta los 1000m en la parte superior de la Cordillera, y hasta los 200-300m en el área del Alto Tambo. En este último sector la dirección del Río Mira cambia bruscamente hacia el norte, entrando al área de captura del Río San Juan, y llegando a la costa en el Manglar Cap en Colombia (Fig. 2D).

El área intermedia (Fig. 2D, área 2) se extiende unos 40 km desde el área de Alto Tambo (500 m) hasta el área de La Boca (20 m). La red de drenaje del área 2 comprende de norte a sur los ríos Mataje, Palabi, Tululbi, Bogotá, Carolina y Santiago, agrupados en forma de un abánico llamado El Placer (Winckell and Zebrowski, 1977), que converge río

arriba en Alto Tambo, en el punto donde el río Mira gira bruscamente hacia el norte. Corriente abajo la red de drenaje del abánico El Placer es reorientado de forma abrupta hacia el SW, y los ríos Palabi, Tululbi, Bogotá, Carolina y Santiago se une con el Río Cayapas. Sólo el Río Mataje al norte sigue recto llegando a la costa a lo largo del borde estructural del abánico El Placer.

El área 3 (Fig. 2D) cubre unos 30 km de un margen de tierras bajas (0 – 50m), incluyendo la área de San Lorenzo (20-30 m) y la planicie costera. Las tierras firmes del área de San Lorenzo se caracterizan por una débil red de drenaje, con un interfluvio de dirección NE-SW que separa la zona de San Lorenzo y el abánico El Placer.

Los 15 km de ancho y los 50 km de largo de la planicie costera estuarina incluyen manglares, canales de marea, ciénagas saladas y cordones litorales, y los estuarios de los ríos Cayapas-Santiago y Mataje. Un patrón de bandas de cordones litorales se observa en la parte sur, desapareciendo progresivamente hacia el norte bajo los manglares y los canales de marea. Un total de cuatro grandes canales de marea atraviezan el plano costero, de sur a norte: Cayapas-Santiago, Boca de Limones, Bolívar y Mataje (Fig. 2D), pero solo los dos extremos son estuarios fluviales activos. Los otros constituyen las aberturas de muy pequeños ríos en comparación con el tamaño del canal (Fig. 2D).

Los diferentes segmentos de la red de drenaje actual reconstruida en la Fig. 2A, describen un largo abánico alimentado por el río Mira que corre desde el área de Alto Tambo hasta la costa, del cual el abanico de El Placer en la parte media, es la única parte preservada. Esta reconstrucción de un gran abánico del Río Mira se superpone sobre los depósitos continentales del Pleistoceno de las formaciones Cachabi y San Tadeo (CODIGEM, 1993; PRONAREG, 1984; Winckell and Zebrowski, 1997). La presente segmentación de la red de drenaje, sugiere la división del abanico en tres partes. El presente estudio analiza con mejor detalle las desviaciones de drenaje que forman estas divisiones.

B. Escala local, parte alta: la desviación del Río Mira en Alto Tambo

La desviación del Río Mira en Alto Tambo esta analizada en detalle por Dumont et al. (2005), y sera solo recapitulada aquí.

El mapa geológico (CODIGEM, 1993), muestra que el abánico de El Placer está localizado en la intersección de dos sistemas de fallas con direcciones NE-SW y NW-SE (Fig. 2B). Aguas arriba de Alto Tambo el valle del Río Mira sigue una falla de dirección NW-SE, paralela a las fallas observadas en los bordes de la Bahía de Ancón de Sardinas. Fallas de rumbo NE-SW aparecen en ambos lados del valle del Río Mira (Fig. 2B) en la extensión de la falla del Río Canandé (Alvarado, 1998; Eguez et al., 2003), probablemente causante del movimiento dextral durante en Cuaternario.

Estas direcciones de fallas determinan dos desviaciones de dirección NE-SW del Río Mira. Otros lineamientos de dirección N-S conducen el Río Mira a Colombia. El mapa geológico no muestra fallas con dirección N-S en el área de estudio, pero fallas con esta dirección aparecen en la parte suroeste de la Cuenca de Borbón, a lo largo del valle del Río Esmeraldas (Eguez et al., 2003), y en la costa oeste de Esmeraldas (Santana et al., 2001; Witt, 2001), relacionadas también con tectónica activa. Así se puede interpretar los segmentos del río con dirección NS como controlados por fallas formadas o reactivadas durante el evento de extensión E-W del Cuaternario. Después de la desviación del Río Mira se ha ocurrido un encajonamiento de cerca de 200 m relativos a la altura del abanico El Placer. Esto sugiere que la desviación es relativamente antigua, y ocurrió probablemente antes del Holoceno. Una estimación de una edad mínima considerando una comparación con el encajonamiento del Río Pastaza de 5-6.7 mm/año (Bès de Berk et al., 2005) indica un mínimo de 40.000 años. El calculo del estrechamiento del Río Pastaza indica una tasa como tasa máxima por para el estrechamiento del Río Mira,

después de abandonar la red de drenajes del abanico. Considerando una tasa de erosión menor es posible que la desviación del Río Mira se inició durante el Pleistoceno tardío.

C. Escala local parte baja: desviación del Río Bogotá en La Boca

Los ríos Palabi, Tululbi y Bogotá son bruscamente reorientados hacia el suroeste en la parte baja del abanico El Placer (Fig. 2C). Se analiza en este ítem la desviación del Río Bogotá en La Boca (Fig. 3).

En la cercanía de La Boca el Río Bogotá tiene una elevación de 15-20m entre colinas de 30-40 m, con una pendiente de 0.15%. La brusca desviación del Río Bogotá hacia el SW ocurre a una elevación de 14 m a lo largo de un lineamiento de dirección NE-SW bordeando las colinas ubicadas en la zona entre La Boca y San Lorenzo.

Aguas abajo de la desviación, la pendiente del río es de solo 0.03% con un patrón meandriforme dentro de una planicie de inundación. Un elemento clave es la observación de un valle seco a través de las colinas del norte de La Boca, en continuidad del Río Bogotá. Una pendiente de 0.14% es observada a través de las tierras elevadas, comparable con el 0.15% de la pendiente del valle del Río Bogotá aguas arriba de La Boca. La diferencia de elevación entre el fondo del canal del Río Bogotá y el valle seco en la zona de la Boca alcanza los 15 m, esto es interpretado como parte del movimiento vertical de una falla a lo largo de las colinas de La Boca. Este conjunto de elementos geométricos como morfológicos permite interpretar la desviación del Río Bogotá en La Boca como el resultado del movimiento de la Falla de La Boca, que eleva las tierras altas y bloquea el drenaje (Fig. 3); Una situación similar explica la reorientación del Río Tululbi hacia el sur, a lo largo de un segmento de falla paralelo a la Falla de La Boca y alineado con morfoestructuras regionales (Fig. 2C). El Patrón morfológico y el punto de desviación del Río Bogotá sugieren que el cambio es relativamente subido, sin que existan morfologías intermedias que indiquen una evolución progresiva.

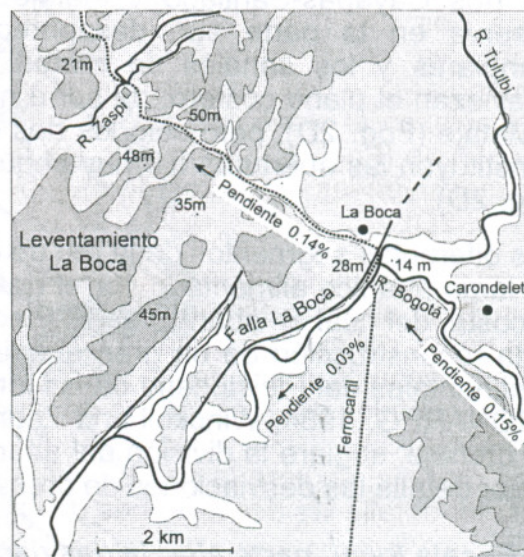


Fig. 3: Desviación del Río Bogotá en La Boca.

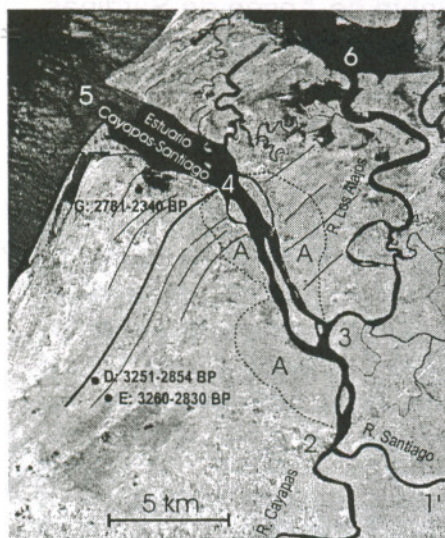


Fig. 4: Cambios de la red de drenaje en la zona estuarina de los Ríos Santiago y Cayapas. Ver las descripciones en el texto.

D. Escala local costera: la confluencia Cayapas-Santiago

La red de drenaje en forma cruzada, con morfologías fluviales diferentes, anastomosada y en meandros, que se observa en la parte baja río abajo de la confluencia de los ríos Cayapas y Santiago constituye un patrón no común (Fig. 4). En la imagen SPOT 638-347 del 22/03:1994 (Fig. 4) estos segmentos de la red de drenaje son marcados de 1 a 6. El drenaje mayor está constituido por el Río Cayapas que viene de la vertiente andina con un curso en meandros (tramo 1-2). Se presenta un corto tramo anastomosado entre los puntos 2 y 3, pero se observa de nuevo un curso en meandros a lo largo del Río Los Atajos (tramo 3-6), en la continuación del curso del Río Cayapas, río abajo del punto 3.

Las características morfológicas de los ríos Los Atajos y Cayapas (tramos 1-2 y 3-6) son similares con las longitudes de onda de los meandros de 3-5 km, una sinuosidad cercana a 1.8 (longitud del canal del río/longitud del valle del río) y ancho del canal de 150-250 m. El radio de onda del meandro con respecto al ancho de canal (L/W) de aproximadamente 15 (entre 13 y 17) caracteriza un río con meandros equilibrados. El valor estándar para un curso equilibrado en ambientes tropicales es de 8 y 11 según Baker (1978), sin embargo, puede haber variaciones dependiendo de condiciones locales de clima y transporte de sedimentos (Schumm et al., 2000). En la Amazonía Peruana con un clima poco diferente al de la zona de San Lorenzo se observaron valores de 9-15, y los ríos claramente sub-equilibrados (con deficiencia de caudal) tienen valores encima de 30, y aquellos con exceso de caudal presentan cursos anastomosados (Dumont, 1991). En este sentido se puede considerar el tramo constituido por el río Los Atajos como la continuación del Río Cayapas, y la forma anastomosada que aparece río abajo de la confluencia con el Río Santiago como una forma superpuesta en un curso anteriormente meandriforme.

Aguas abajo de la confluencia de los ríos Cayapas y Santiago (punto 2) el canal mas activo corre por los puntos 2, 3 y 4. El segmento comprendido entre los puntos 2-4 se caracteriza por un patrón anastomosado iniciado aguas abajo de la confluencia entre los ríos Cayapas y Santiago.

Existen dos formas de cambiar un curso meandriforme en un curso anastomosado: ampliar el caudal, o ampliar la pendiente (Schumm y al 2000). Considerando que la pendiente total es la misma entre el punto 2 y el nivel del mar por el Río Los Atajos de un lado y el estuario actual hacia La Tolita por el otro lado (longitud y diferencias de alturas similares), se tiene aquí una ampliación del caudal. Obviamente este exceso de caudal se inicia en la confluencia del Río Santiago con el Río Cayapas (punto 2). El curso anastomosado sigue después hacia el NW, y la forma de separación del nuevo curso anastomosado respecto al curso meandriforme (punto 3) sugiere una avulsión iniciada en la curva de un meandro (crevasse splay) y la construcción de un nuevo canal a través de la planicie costera, incluyendo pasos sucesivos analizados por Smith et al. (1989) y sintetizados en Collinson (1996). Dos aspectos diferencian el caso del Río Cayapas como un modelo clásico de avulsión (Collinson, 1996; Smith et al., 1989). 1- la avulsión se inicia desde la confluencia de los ríos Cayapas y Santiago, lo que indica claramente que el proceso esta generado por un exceso de caudal proveniente del Río Santiago. 2- Una avulsión termina generalmente por un retorno al valor del caudal anterior, y un abandono parcial o total del canal del río (Collinson, 1996; Smith et al., 1989). Pero en el caso actual se observa que el Río Los Atajos permanece con el mismo canal después de la avulsión, lo que significa que el exceso del caudal que generó la avulsión ha sido permanente, para así poder formar un nuevo canal (el estuario hacia La Tolita) y mantener el anterior (el Río Los Atajos).

Esta interpretación señala la participación del Río Santiago en la formación de la red de drenaje en forma cruzada. Winckel y Zebrozky (1997) indicaron la presencia de un curso abandonado del Río Santiago hacia el abánico El Placer, así como el cauce poco desarrollado del curso del Río Santiago entre el abánico El Placer y la confluencia con el Río Cayapas. Esto conduce a la hipótesis de que la avulsión no es simplemente una ampliación del caudal por parte del Río Santiago, sino que se ha generado por un desvío del Río Santiago, con todos los otros ríos del abánico El Placer, hacia el Río Cayapas. El canal de forma anastomosada se observa río abajo hasta La Tolita, cortando abruptamente los cordones litorales. Río abajo de La Tolita se observa una forma clásica de estuario, con cordones que se paralelizan con la forma estuarina. Este patrón de

estuario indica que el nuevo estuario generado por la avulsión se formó cuando la línea de costa estaba en la cercanía de La Tolita, cortando los cordones litorales de la parte anterior de la planicie litoral por un canal de tipo fluvial, y desarrollando una forma clásica de estuario en la parte exterior.

2. Análisis de los lineamientos y planos de fallas

Al suroccidente y norte de San Lorenzo un claro alineamiento es observado en la imagen de SPOT y las fotografías aéreas de los años 1982 y 1983, definiendo el límite entre el plano costero y las tierras altas de San Lorenzo (Fig. 5). En el campo se observó que este corresponde a un escarpe de 10 a 20 m de alto, visible por más de 10 km. Este escarpe ha sido previamente identificado e interpretado como una falla activa (Eguez et al., 2003; Santana and Dumont, 2002; Dumont et al., 2005), por el límite con el plano litoral.

El plano de falla del segmento oriental de la Falla de San Lorenzo puede ser observado bien hacia San Lorenzo (Fig. 5). Allí tiene una dirección N40-60°E y un buzamiento de 70 a 80° hacia el noroeste, cortando areniscas arcillosas rojas de la Formación Cachabi. El cálculo de los ejes de esfuerzos por el método de Carey (Carey, 1979; Carey and Mercier, 1987), indican una dirección de máximo esfuerzo σ_1 cercano a la vertical, y σ_2 y σ_3 cercanos a la horizontal con dirección N80°E y N170°E, respectivamente. El trazo del segmento noroccidental de la falla de San Lorenzo a través de la planicie costera de manglares comprueba el movimiento de la falla posteriormente a la transgresión del Holoceno medio.

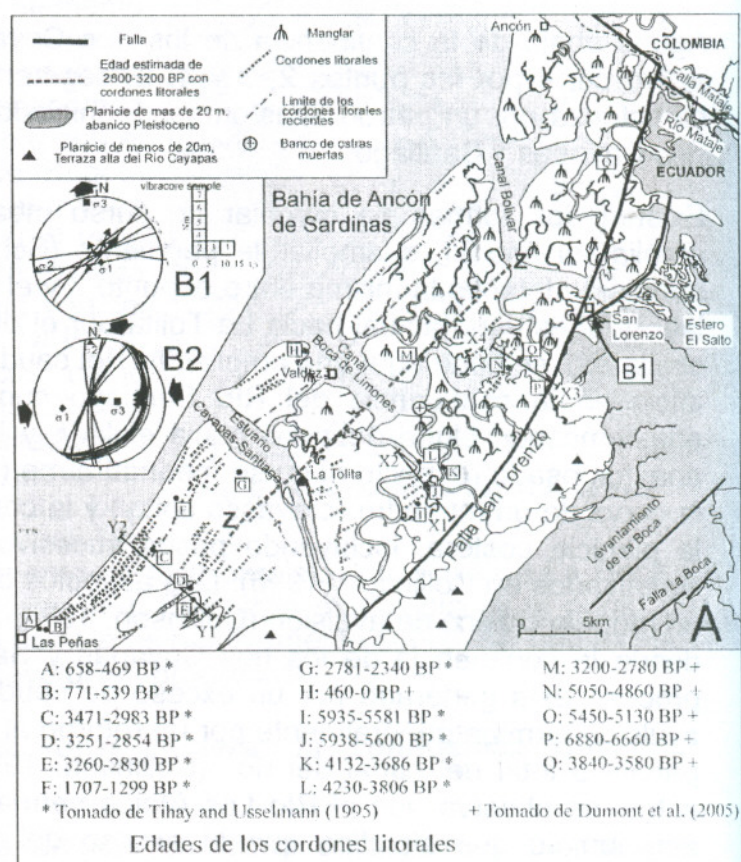


Fig. 5: A: Esquema morfológico de la variación de la línea de costa, con ubicación de las dataciones de cordones litorales con C14. La línea Z-Z' marca la temporada 3200-2800 BP. B1: planos de fallas observados en el punto B1 de la parte A. B2: Inversión de mecanismo de los sismos históricos de la zona por Ego et al, 1996.

El final de la actividad tectónica del Holoceno corresponde a una extensión N-S con un movimiento de transtensión a lo largo de fallas con dirección E-W y NE-SW. La dirección de la Falla de San Lorenzo es paralela a las fallas observadas en el borde sureste de la zona de La Boca. Estas fallas determinan el levantamiento de La Boca ubicado entre La Boca y San Lorenzo. Son también paralelas a la Falla de Canandé al norte en Alto Tambo. El movimiento de todas estas fallas no necesariamente es sincrónico, sino que

son de la misma familia y representativas de las mas recientes y probablemente fallas activas del área.

3. Variación de la línea de costa a partir de la transgresión holocena

Los cordones litorales constituyen sucesivas líneas de costa, de forma aproximadamente cronológicas asumiendo que la extensión lateral de los cordones litorales puede sumirse como un marcador de tiempo. Se uso esta sucesión de los cordones litorales a fin de fechar el evento de avulsión.

La sucesión de cordones litorales se determinó usando dataciones con carbono 14 en 19 muestras cuya localización se observa en la Fig. 5.

Se consideró 11 dataciones de cordones litorales de Tihay and Usselman (1995), tomadas en la parte sur de la zona litoral (Fig. 4, puntos A hasta G e I hasta L). Estos datos se realizaron sobre conchas de los cordones litorales, obtenidas en perforaciones de 1 a 2 m de profundidad. Las otras 8 dataciones (Fig. 5, puntos H y M hasta Q) se realizaron durante este estudio, de las cuales siete se obtuvieron en material orgánico, encontrado a profundidades de 1-2 m mediante vibrocores en las áreas húmedas de bajiales, y una (muestra O) se obtuvo en un depósito de cordones litoral. La edad mas antigua (6880-6660 BP, muestra P), se obtuvo en un tronco encontrado en la parte interna de la zona estuarina, al nivel de la mas baja marea. A lo largo de las playas presentes, los troncos se encuentran preservados en la parte superior de la playa, hacia el tope de los cordones litorales, en su parte posterior. La posición presente de este tronco implica una subsidencia cercana al valor del rango mareal (3.5 m) desde 6880-6660 BP. Las edades han sido llevadas a un gráfico de edad / distancia de la línea de costa (Fig. 6).

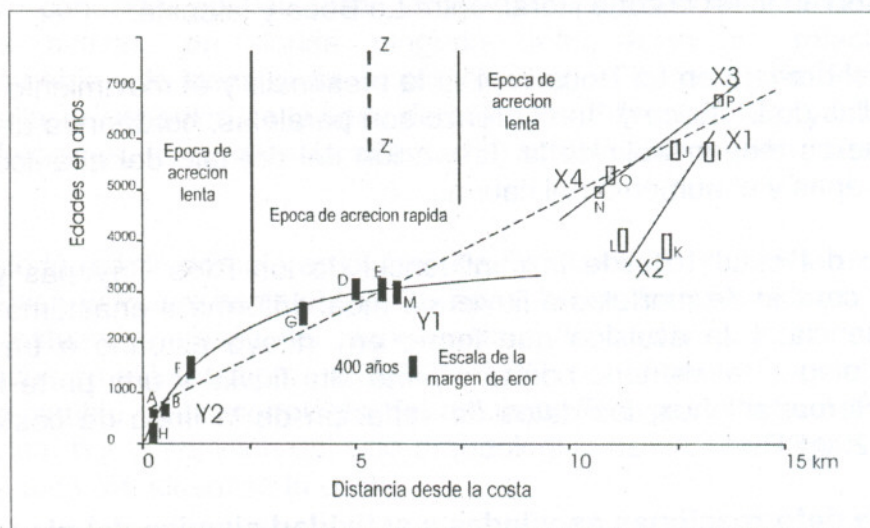


Fig. 6: Diagrama de la evolución de la línea de costa con el tiempo. La variación de velocidad evidencia un cambio en la época 3200-2800 BP. Ver comentario en el texto.

El diagrama evidencia una tasa promedio de acreción de los cordones litorales de 2-2.5 my⁻¹ desde aproximadamente 6000 BP (Fig. 6). Sin embargo un análisis mas detallado sugiere tres grupos de puntos, definiendo dos periodos de rápida acreción entre ellos. La posición de las muestras empleadas en la definición de dos secciones a través del margen interior (Fig. 6, X1-X2 y X3-X4) y uno a través de un primero (Fig. 6 Y1-Y2). A través del margen interno X1-X2, la sección muestra tasas promedio de construcción de

cordones litorales de 1.75 m ano-1 entre 5935-5581 BP (muestra I) y 4230-3806 BP (muestra L), y la sección X3-X4 de 0.7-1 m ano-1 entre 6880-6660 BP (muestra P) y 5050-4860 BP (muestra N). Datos del margen exterior a lo largo de la sección Y1-Y2 muestra una primera y rápida construcción a una tasa superior de 5m yr-1 entre 3251-2584 BP (muestra D)(o 3200-2780 aap, muestra M) y 2781-2340 BP (muestra G), disminuyendo a 1m ano-1 durante el periodo mas reciente. Los datos no muestran cambios en el rango de 4200-3200 BP (datos L y M, D o E, Fig. 4 y 6), el patrón del diagrama sugiere una discontinuidad mas que un cambio progresivo.

DISCUSIONES

1. Una sucesión de cambios morfológicos relacionados

Cuatro importantes cambios morfológicos han sido identificados: 1- la desviación de el Río Mira hacia el norte en la cabecera del abánico de El Placer, 2- la desviación de la red de drenaje del abanico El Placer al sur-occidente, 3- la avulsión y formación de un nuevo estuario hacia La Tolita, y 4- los cambios de velocidad de la variación de la línea de costa.

Es posible considerar que todos estos cambios morfológicos son independientes. Sin embargo, existe una gran coherencia y relación de un cambio con otro, y la hipótesis soportada aquí es que hay una relación entre uno y otro.

La desviación del Río Mira en Alto Tambo, presenta el mismo estilo de desviación controlado por fallas que lo que se ha observado en la parte inferior del abanico El Placer, pero corresponde a un evento iniciado por lo menos en el Pleistoceno tardío, y anterior a los cambios observados en la zona litoral, entre La Boca y la costa.

La desviación del drenaje en La Boca implica la presencia y el movimiento de la Falla de La Boca. Las fallas de La Boca y San Lorenzo son paralelas, bordeando el levantamiento de La Boca que es responsable de la desviación del drenaje del abanico de El Placer hacia el Río Cayapas y el aumento del caudal.

Este incremento del caudal desde la confluencia de los Ríos Cayapas y Santiago es responsable del cambio de morfología fluvial de meandriforme a anastomosado desde el punto de confluencia, y la avulsión que formo en nuevo estuario a través del plano costero. La morfología del estuario con una parte alta fluvial y una parte baja estuarina soporta estas interpretaciones, los datos de variación de la línea de costa fechando el evento a 2800-3200 BP.

2. Evidencias de deformaciones asociadas a actividad sísmica del plano costero

Antes de los 4000 BP la tasa de construcción de los cordones litorales es baja (0.7-1.7 m/año). Después hay un faltante en el intervalo de 4200-3200 BP. Un periodo de rápida acreción (5m/año) aparece después de 4000-3600 BP, y en el rango de tiempo 3200-2700/2700-2300 BP (Fig. 6). Desde 2000 BP hasta el presente hemos observado una progresiva reducción de la tasa de acreción (cercana a 1m/año), pero la tasa presente durante los últimos 100 años de fuerte actividad sísmica no esta documentada.

La rápida acreción de los cordones litorales durante el periodo intermedio puede corresponder a un exceso del aporte sedimentario hacia la costa, o al movimiento vertical del plano costero debido a la co- o post- deformación sísmica. La desviación del río contra

las tierras altas de La Boca esta asociada con una disminución de la pendiente previa, lo que no favorece un aumento del aporte de sedimento a la costa. Variaciones climáticas de corto tiempo pueden estar relacionadas con variaciones en la construcción de cordones litorales, pero tales variaciones son generalmente de alta frecuencia y así no pueden explicar la disminución progresiva de la acreción litoral desde 3000 años. Nuestros datos sugieren correlacionar el periodo de rápida acreción de cordones litorales en el periodo 3200-2300 BP con un levantamiento del plano costero co o post-sismicos. Por la duración del periodo de rápida acreción y la progresiva reducción de esta acreción hacia el presente es muy probable que este relacionado a levantamientos post-sismicos. En una plataforma de baja pendiente un leve levantamiento puede hacer avanzar cordones litorales cientos de metros en dirección al mar. La presencia de bancos emergidos de ostras muertas en posición de vida (Fig. 4) soporta esta hipótesis.

3. Relación con la zona sísmica

La actividad de la zona sísmica del área de Esmeraldas-Tumaco esta originada en la zona de subducción (Collot et al., 2004, 2002; Herd et al., 1981). El estado de los esfuerzos obtenido de la inversión de soluciones focales de los sismos de subducción (Fig. 5) muestra un acortamiento ENE-WSW (Ego et al., 1996). La comparación con el estado de esfuerzos de la Falla de San Lorenzo (Fig. 5) sugieren una permutación de acuerdo a $\sigma_1 \rightarrow \sigma_2$; $\sigma_2 \rightarrow \sigma_3$ y $\sigma_3 \rightarrow \sigma_1$, que es coherente con la acomodación de la deformación en la placa superior, favorecido por la subducción oblicua.

CONCLUSIONES

En una zona conocida por su alta sismicidad y potencialidad de ocurrencia de deformaciones activas, en donde ninguna deformación en relación con estas características había sido identificada, la combinación de datos de morfología de drenaje, tectónica de fallas y variación de la línea de costa, permite identificar y fechar importantes cambios morfológicos, los cuales si ocurrieran actualmente serian causas de grandes desastres.

La evolución de la red de drenaje en el área de San Lorenzo, describe una desviación de esta en el abánico El Placer hacia el Río Cayapas, lo que forma una avulsión y la apertura de un nuevo estuario a través del plano costero de cordones litorales. El proceso de avulsión se fecha en el intervalo de 2.800-3200 BP por la edad de los cordones litorales en la zona de cambio en la morfología del estuario. El evento de avulsión es llamado el evento "La Tolita" por la posición del sitio arqueológico de La Tolita en el punto en el que los canales de avulsión alcanzan la costa.

La interrupción del abánico El Placer y los cambios morfológicos están claramente relacionados al movimiento de fallas. La desviación hacia el norte del Río Mira en las cabeceras del abánico esta asociada con el movimiento de la Falla de Canandé Norte, y con otras fallas de dirección N-S. El movimiento de la Falla de La Boca formando el levantamiento de La Boca desvía el drenaje de la parte central del abánico hacia el Río Cayapas, abriendo un nuevo nexa hacia este río. Este levantamiento es limitado hacia el NW por la Falla de San Lorenzo, que define el borde del plano costero y presenta evidencias de movimientos durante el Holceno. Estas relaciones falla-morfología son interpretadas como el efecto de uno o varios sismos fuerte en la época 3200-2800 BP.

Elementos adicionales e independientes provienen del análisis de la variación de la línea de costa estimada por la posición de los cordones litorales. Un periodo de fuerte acreción de los cordones litorales continua al evento de La Tolita después de los 2800-3200 BP. La transición al periodo reciente de baja acreción es progresiva en los cordones litorales, y no esta aparentemente relacionada con oscilaciones climáticas o con el aumento en el aporte de sedimentos, sino a pequeños levantamientos del margen costero en relación con un evento o una sucesión de eventos sísmicos. El periodo presente, documentado durante el siglo pasado, esta caracterizado por una alta actividad sísmica, pero no se conoce precisamente cual es la tasa de acreción de cordones litorales en el área. Esta precisión puede ayudar a especificar el periodo histórico presente que incluye los sismos de Tumaco de 1906 de 8.8Mw posiblemente comparable con el periodo de rápido crecimiento de cordones asociados al periodo 2800-3200 BP.

Finalmente, una relación tentativa puede hacerse entre la morfología y la evolución cultural en el área. Es de notar la posición particular del sitio La Tolita, hacia el sitio de la costa donde el canal de avulsión ha sido abierto (Fig. 4). La ocupación pre-Colombina del área estudiada es dominada por la cultura La Tolita, una de las más importantes ocupaciones costeras a lo largo de la costa Sudamericana (Buchard, 1985; Valdez, 1987). El establecimiento poblacional en La Tolita se inicia cerca de 3000 BP, y el pico del desarrollo ocurrió entre 2250 y 2000 BP (Valdez, 1987). De acuerdo a Valdez(1987), la localización del sitio La Tolita en el estuario de Santiago-Cayapas, cerrado hacia el Océano Pacifico, es el resultado de una estrategia para el fácil acceso hacia aquellas áreas a lo largo del litoral, al igual que al interior del continente. En el caso de La Tolita, el nuevo patrón de la red de drenaje del Río Santiago, permitió mayor accesibilidad al área andina, aumentando la capacidad de adquirir recursos mayores en particular hacia la zona de oro del alto Santiago. El puerto marítimo de La Tolita con accesos fácil a zonas costeras como andinas después de la avulsión del nuevo estuario ha dado al centro La Tolita su reputación cultural y su hegemonía económica.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio es parte del proyecto "La variabilidad de la línea de costa ecuatoriana" del Instituto Oceanográfico de la Armada (INOCAR), realizado en cooperación con el proyecto DEMA3 del Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD-Francia). Se quiere agradecer de manera especial al CPFG-EM Byron San Miguel Marín, director del INOCAR, y al CPCB-SU Jorge Cárdenas, jefe del Departamento de Ciencias del Mar por el apoyo prestado para la realización de este trabajo. Agradecemos también a los Sres. Edgar Rivas (INOCAR) y Kevin Chunga (Universidad de Guayaquil) por su ayuda durante el trabajo de campo, y al personal de la Capitanía de San Lorenzo por su colaboración en la organización logística de las actividades de campo. Esta publicación es parte de las actividades del IGCP 495 "Land Ocean Interaction", e publicación n° de Geosciences Azur.

BIBLIOGRAFÍA

- Aalto, K.R., Miller, W., 1999.** Sedimentology of the Pliocene Upper Onzole Formation, an inner-trench slope succession in north-western Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences* 12(1), 69– 85.
- Alvarado, A., 1998.** Variation du champ de contrainte et de deformation et quantification des deformations actives du bloc côtier de l'Equateur. DEA de Géodynamique et physique de la terre Thesis, Paris XI, centre d'Orsay, Orsay, 54 pp.

- Baker, V.R., 1978.** Adjustment of fluvial system to climate and source terrain in tropical and subtropical environments. In: Miall, D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geology, pp. 211–230.
- Baldock, J.W., 1982.** Geología del Ecuador: Boletín de la explicación del Mapa Geológico de la República del Ecuador, Esc. 1:1000.000. Min. Rec. Nat. Energ., Quito, 10., Quito.
- Barrientos, S.E., 1996.** On Predicting Coastal Uplift and Subsidence Due to Large Earthquakes in Chile, Third ISAG. ORSTOM, St Malo, France, pp. 145–148.
- Barrientos, S.E., Plafker, G., 1992.** Postseismic coastal uplift in southern Chile. *Geophysical Research Letters* 19, 701–704.
- Beck, S.L., Barrientos, S., Kausel, E., Reyes, M., 1998.** Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Science* 11 (2), 115–129.
- Be's de Berc, S., Soula, J.C., Baby, P., Souris, M., Christophoul, F., Rosero, J., 2005.** Geomorphic evidence of active deformation and uplift in a modern continental wedge-top-foredeep transition: example of the eastern Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 399, 351–380.
- Bouchard, J.F., 1995.** Altas Culturas y Medio Ambiente en el Litoral Norte del Area Ecuatorial Andina, Cultura y Medio Ambiente en el Area Andina Septentrional. Abya-Yala, Quito, pp. 195–223.
- Carey, E., 1979.** Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* 21 (1), 57–66.
- Carey, E., Mercier, J.L., 1987.** A numerical model for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake population: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of Southern Peru. *Earth and Planetary Science Letters* 82, 165–177.
- CODIGEM, 1993.** Mapa Geológico de la República del Ecuador, escala 1/1 000 000. British Geological Survey.
- Collinson, J.D., 1996.** Alluvial sediments. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, London, pp. 37–82.
- Collot, J.-Y., Charvis, P., Gutscher, M.-A., Operto, S., 2002.** Exploring the Ecuador–Colombia active margin and interplate seismogenic zone. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 83(17): 185, 189–190.
- Collot, J.Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., Graindorge, D., Gutscher, M.-A., Spence, G., 2004.** Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the Northern Ecuador–southwest Colombian margin. *Journal of Geophysical Research* 109, B11103.
- De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990.** Current plate motions. *Geophys. J. Int.* 101, 425–478.
- Deniaud, Y., 2000.** Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes Equatoriennes au cours du Néogène: Etude des bassins d'avant arc et bilan de masse. *Géologie Alpine, Mémoire HS* (32), 159.

- Dumont, J.F., 1991. Fluvial shifting in the Ucamara Depression, as related to neotectonics of the Andean foreland-Brazilian craton border. *Geodynamique* 6 (1), 9 – 20.
- Dumont, J.F., Lavenu, A., Ortlieb, L., Guillier, B., Alvarado, A., Benitez, S., Jouannic, C., Martinez, C., Labrousse, B., Poli, J.T., 1997. Extensional tectonics in the coastal block of Ecuador: preliminary results and implications. Workshop on Late Quaternary Coastal Tectonics, London.
- Dumont, J.F., Santana, E., Vilema, W., 2005. Morphologic evidence of active motion of the Zambapala Fault, Gulf of Guayaquil (Ecuador). *Geomorphology* 65, 223–239.
- Dumont, J.F., Santana, E., Valdez, F., Tihay, J.P., Usselman, P., Iturralde, D. and Navarrete, E., 2005. 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*, in press.
- Dury, G.H., 1970. General theory of meandering valleys and underfit streams. In: Dury, G.H. (Ed.), *River and River Terraces*. Mc Millan, London, pp. 264–275.
- Ego, F., Sebrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., Eguez, A., 1996. Quaternary state of stress in the Northern Andes and the estraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 259, 101–116.
- Eguez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M.N., Costa, C., Dart, R.L., 2003. Database and map Map of Quaternary faults and folds of the Ecuador and its offshore regions. International Lithosphere Program Task Group II-2, Major Active faults of the world, U. S. Department of the Interior, U. S. Geological Survey, Denver.
- Evans, C.D.R., Whittaker, J.E., 1982. The geology of the western part of the Borbón Basin, North west Ecuador: Trench forearc Geology. *Geological Society of London* 10, 191– 200.
- Fitch, T.J., Scholz, C.H., 1971. Mechanism of underthrusting in Southwest Japan: a model of convergent plate interactions. *Journal of Geophysical Research* 76 (29), 7260–7292.
- González, J.L., Correa, I.D., Aristizabal, O., 2002. Evidencias de subsidencia cosísmica en el delta del San Juan. In: Correa, I.D. et al. (Ed.), *Geología y Oceanografía del delta del Río San Juan, Litoral Pacífico Colombiano*. Universidad EAFIT, Medellín, pp. 91– 110.
- Gutscher, M.A., Malavieille, J.S.L., Collot, J.-Y., 1999. Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters* 168, 255– 270.
- Herd, D.G., Youd, T.L., Meyer, H., Arango, C.J.L., Person, W.J., Mendoza, C., 1981. The Great Tumaco Colombia earthquake of 12 December 1979. *Science* 211, 441– 445.
- IGM, 1991. Esmeraldas, Hoja NII-NA 17-15. Instituto Geográfico Militar, Quito.
- IGM, 1992a. Ibarra, Hoja N°II, NA, 17,18,16. Instituto Geográfico Militar, Quito.
- IGM, 1992b. San Lorenzo, Hoja N°I, NA 17-12. Instituto Geográfico Militar, Quito.
- Kelleher, J.A., 1972. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research* 77 (11), 2087–2103.
- Keller, E.A., Pinter, N., 2002. Active tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape. Prentice Hall, Upper Saddle River. 206 pp.
- Kellogg, J.N., Vega, V., 1995. Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from Global Positioning System geodetic studies and

gravity. In: Mann, P. (Ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*, Geol. Soc. Am. Spec. Pap., vol. 295, pp. 75–90.

Ortlieb, L., Barrientos, S., Guzman, N., 1996. Coseismic coastal uplift and coralline algae record in northern Chile: the 1995 Antofagasta earthquake case. *Quaternary Science Reviews* 15, 949–960.

Pedroja, K., 2003. Les terrasses marines de la marge Nord Andine (Equateur et Nord Pérou): relations avec le contexte géodynamique. Ph.D Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 350 pp.

PRONAREG-ORSTOM, 1984. Ibarra, Mapa Morfo-Pedológico. Ministerio de Agricultura y Ganadería, Quito.

PRONAREG-ORSTOM, 1984. Tulcan, Mapa Morfo Pedológico. Ministerio de Agricultura y Ganadería, Quito.

PRONAREG-ORSTOM, 1984. Valdez, Mapa Morfo-Pedológico. Ministerio de Agricultura y Ganadería, Quito.

Santana, E., Dumont, J.F., 2002. The San Lorenzo Fault, a new active fault in relation to the Esmeraldas–Tumaco seismic zone. 5th International Symposium on Andean Geodynamics. IRD, Toulouse, pp. 577–580.

Santana, E., Dumont, J.F., King, A., 2001. Los efectos del fenómeno El Niño en la ocurrencia de una alta tasa de erosión costera en el sector de Punta Gorda, Esmeraldas. *Acta Oceanografica del Pacifico* 11 (1), 1–5.

Scheu, E., 1911. Le grand tremblement de terre de la Colombie (Monographie de quelques grands séismes de l'année 1906). Catalogue Régional des Tremblements de Terre Ressentis Pendant L'année 1906, Strasbourg, France, pp. 36–44.

Schumm, S.A., Dumont, J.F., Holbrook, J.M., 2000. Active Tectonics and Alluvial Rivers. Cambridge University Press, Cambridge. 276 pp.

Smith, N.D., Cross, T.A., Dufficy, J.P., Clough, S.R., 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology* 36, 1–23.

Swenson, J.L., Beck, S.L., 1996. Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru subduction earthquakes, and earthquakes cycles along Colombian–Ecuador and Peru subduction segments. *PAGEOPH* 146 (1), 67–101.

Tihay, J.P., Usselman, P., 1995. Medio ambiente y ocupación humana en el litoral Pacífico Colombo-ecuatoriano. In: Guinea, J.F.B.y.J.M.M. (Ed.), *Cultura y Medio Ambiente en el Area Andina Septentrional*. Abya-Yala, Quito, pp. 377–399.

Valdez, F., 1987. Proyecto Archeologico bLa TolitaQ. Museos del Banco Central del Ecuador, Quito. 91 pp.

Winckell, A., Zebrowski, C., 1997. Los paisajes costeros. In: Winckel, A. (Ed.), *Los Paisajes Naturales del Ecuador*. Geografía Básica del Ecuador. CEDIG, Quito, pp. 208–319.

Witt, C., 2001. Análisis de la deformación reciente y potencialmente activa con base a imágenes radar, fotos aéreas, DEM y observaciones microtectónicas en la provincia de Esmeraldas, Ecuador. Tesis de Ingeniero, Escuela Politécnica Nacional, Quito, 122 pp.