

ESCUELA SUPERIOR POLITÉCNICA DEL LITORAL

Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

“Terremoto de Esmeraldas del 12 de Diciembre de 1979, $M_w = 8.2$:
Inversión de datos hidrográficos para obtener sus características
de ruptura”

TESIS DE GRADO

Previo a la obtención del título de:

INGENIERA EN GEOLOGÍA

Presentada por:

GABRIELA XIOMARA SOLIS GORDILLO

GUAYAQUIL-ECUADOR

2014

AGRADECIMIENTO

A mi director de tesis, Ph.D. Mansour Ioualalen, IRD; quien con su experiencia como investigador ha sido mi gran guía durante estos meses de trabajo, también le quiero agradecer por haberme brindado todo su apoyo, y confianza.

A mis profesores, que durante toda mi carrera universitaria y en especial al Ing. Juan Carlos Pindo y al Ing. Edison Navarrete por a su ayuda, y más que todo por su gran desempeño como docentes.

A Jorge Nath, INOCAR

DEDICATORIA

A Dios.

A mi madre Raquel, por ser el pilar fundamental de mi vida y estar conmigo en los momentos más difíciles -te amo mami-.

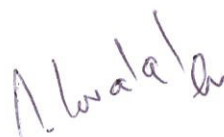
A mis hermanos, Vivian y Daniel; y toda mi familia por el gran amor que me han entregado durante toda mi vida.

A mis abuelos, Sena y Gustavo que me cuidan desde el cielo y siempre los tengo presente.

TRIBUNAL DE GRADUACIÓN



Ing. Heinz Terán M.
DECANO DE LA FICT



Dr. Mansour loualalen
DIRECTOR DE TESIS



Ing. Edison Navarrete
VOCAL PRINCIPAL



Msc. Glenda Loayza
VOCAL SUPLENTE

DECLARACIÓN EXPRESA

"La responsabilidad del contenido de esta Tesis, me corresponde exclusivamente, y el patrimonio intelectual de la misma a la ESCUELA SUPERIOR POLITÉCNICA DEL LITORAL".

(Reglamento de graduación de la ESPOL).



Gabriela Xiomara Solis Gordillo

RESUMEN

La zona de subducción al Norte del Ecuador alberga fuertes terremotos tsunamigénicos recurrentes. La sismicidad es conocida por estar segmentada debido a las diferentes características morfológicas específicas de la placa de Nazca que impulsan el movimiento de subducción; por ejemplo, la Cordillera de Carnegie aproximadamente en el centro del margen Ecuatoriano. La mayor parte de los poderosos (tsunamigénicos) terremotos (de $M_w > 7.5$) ocurrieron durante el siglo pasado y se localizaron en la parte norte del margen; es decir, el de 1906 $M_w=8.8$, el de 1942 $M_w= 7.8$, el de 1958 $M_w=7.7$ y el de 1979 $M_w=8.2$. Cada uno de ellos es representante de la acumulación de la tensión local y su propio período de retorno sísmico, sus activaciones sucesivas (y por tanto del periodo de retorno global regional) son fuertemente dependientes. En consecuencia, el conocimiento de los mecanismos focales de cada uno contribuye necesariamente en la comprensión de la sismicidad regional. Lo que Interesa aquí es la caracterización del evento más reciente 12 Diciembre 1979, $M_w= 8.2$.

Los datos sísmicos disponibles proporcionaron alguna información sobre su ubicación y finalmente, su extensión espacial y magnitud, pero la mayoría de los parámetros de la ruptura se desconocen o no están bien delimitados. Un registro de un mareógrafo operado en Esmeraldas-Ecuador, registró

actividades del tsunami. Es el propósito de este trabajo proponer tentativamente una calibración precisa de los parámetros de ruptura para el evento de 1979, mediante el uso de los registros de mareógrafos y las simulaciones numéricas del tsunami derivado. La tarea es muy difícil porque Esmeraldas no está estrictamente en la dirección del tsunami (lo que habría hecho la tarea más fácil). Además, la zona está sujeta a grandes variaciones de la batimetría local, en particular con un cañón submarino rodeado de una plataforma continental poco profunda. Esto produce una fuerte variación espacial de la velocidad de la onda del tsunami y por lo tanto las simulaciones numéricas requieren algún grado de precisión. Se propone y discute una solución.

INDICE GENERAL

| | |
|--|------|
| DECLARACIÓN EXPRESA..... | V |
| RESUMEN..... | VI |
| INDICE GENERAL..... | VIII |
| ABREVIATURAS..... | XI |
| INDICE DE FIGURAS | XII |
| INDICE DE TABLAS..... | XIII |
| CAPÍTULO 1 | |
| 1. INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1. Objetivos | 8 |
| 1.1.1. Objetivo General..... | 8 |
| 1.1.2. Objetivos Específicos..... | 8 |
| 1.2. Alcance..... | 9 |
| CAPÍTULO 2 | |
| 2. CARACTERISTICAS GEODINAMICAS..... | 11 |
| 2.1. Contexto Geodinámico del Margen Ecuatoriano | 11 |
| 2.2. Características del Segmento Norte del Ecuador..... | 14 |
| 2.2.1. Segmento Patia | 16 |
| 2.2.2. Segmento Tumaco | 17 |
| 2.2.3. Segmento Manglares..... | 18 |
| 2.3. Modelo Sísmico..... | 19 |
| 2.3.1. Modelo de Barreras..... | 20 |
| 2.3.2. Modelo de Asperezas | 22 |

CAPITULO 3

| | |
|--|----|
| 3. GRANDES SISMOS HISTORICOS | 24 |
| 3.1. El Terremoto del 31 de Enero de 1906 | 25 |
| 3.1.1. Características de la ruptura..... | 26 |
| 3.1.2. Observación del Tsunami..... | 26 |
| 3.2. El Terremoto del 14 de Mayo de 1942 | 28 |
| 3.2.1. Características de Ruptura | 28 |
| 3.3. El Terremoto del 19 de Enero de 1958 | 29 |
| 3.3.1. Características de la ruptura..... | 29 |
| 3.4. El Terremoto del 12 de Diciembre de 1979..... | 31 |
| 3.4.1. Características de ruptura | 31 |
| 3.4.2. Observación del tsunami..... | 33 |

CAPITULO 4

| | |
|---|----|
| 4. PROCESAMIENTO DEL MAREOGRAMA ANALOGICO | 37 |
| 4.1. Introducción | 37 |
| 4.2. Metodología | 38 |
| 4.3. Procesamiento | 39 |

CAPITULO 5

| | |
|---------------------------------|----|
| 5. SIMULACION NUMERICA | 48 |
| 5.1. Proceso Numérico | 48 |
| 5.2. Dominio Computacional..... | 50 |

CAPITULO 6

| | |
|--|----|
| 6. PRIMERA SOLUCION UTILAZADA | 55 |
| 6.1. Procesamiento de la solución de Beck and Ruff (1984)..... | 55 |
| 6.2. Presentación de la metodología para la calibración..... | 65 |

CAPITULO 7

| | |
|------------------------------------|----|
| 7. CALIBRACIÓN DE LA SOLUCIÓN..... | 70 |
| 7.1. Discusión..... | 77 |

CAPITULO 8

| | |
|--|----|
| 8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES..... | 79 |
| 8.1. Conclusiones y Recomendaciones..... | 79 |

| | |
|-------------------|----|
| BIBLIOGRAFÍA..... | 83 |
|-------------------|----|

ABREVIATURAS

- Mw** Magnitud del momento sísmico
- GPS** Sistema de Posicionamiento Global
- BNA** Bloque Norandino

INDICE DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1.1: Morfología del Bloque Norandino. Ubicación del experimento sísmico..... | 7 |
| Figura 2.1: Morfología del Segmento Norte, ubicación del área de estudio. | 14 |
| Figura 2.2 Modelos sísmicos: Barrera y Asperidad..... | 22 |
| Figura 3.1 Copia del mareograma de Esmeraldas..... | 36 |
| Figura 4.1 Registro del mareograma digitalizado (Azul), filtrado de Hanning-1H (Rojo), residual (Negro)..... | 40 |
| Figura 4.2 Series temporales correspondientes a la altura de las olas en Esmeraldas. (Rojo): La señal de marea obtenida después de haber procesado con un filtro de Hanning-1 h, el registro del mareograma.(Azul oscuro):..... | 42 |
| Figura 4.3 Diagrama de dispersión: Predicción vs registro del mareograma filtrado 1h-Hanning (unidad en metros). (Rojo): la solución de regresión lineal ($y = 1,0007989x - 0,0441394$)...... | 44 |
| Figura 4.4 Señal digitalizada calibrada. La señal residual (el tsunami) se obtiene a partir de la señal digitalizada corregida y de la predicha. Tiempo $t=0$ corresponde al terremoto ocurrido el 12 Diciembre 1979, 07h59'4.3" UT. | 45 |
| Figura 4.5 Predicha (azul) y el registro del mareógrafo digital (rojo) para el período del 02 septiembre 2007, 6h00 hasta 03 de septiembre del 2007, 4h00 (UT)..... | 47 |
| Figura 5.1 El dominio computacional y la ola inicial calculada con el método de Okada (1985) para la primera solución SIM_FG se obtuvieron mediante el análisis de Beck y Ruff (1984) y con el perfil sísmico SIS - 29 (Collot et al . , 2002)..... | 52 |

| | |
|--|----|
| Figura 6.1 Grafica del coeficiente de correlación para el mejor ajuste (minimos-cuadrados) vs la dirección de la ruptura. Para ambos eventos la mejor dirección de la ruptura se encuentra entre N20°E y N50°E. | 58 |
| Figura 6.2 Comparación entre la longitud de la ruptura (180-240 Km) y el desplazamiento de la falla. | 59 |
| Figura 6.3 Deconvolución de las ondas P obtención del momento Sísmico para el evento de 1979. | 61 |
| Figura 6.4 Perfil sísmico SIS-29 del Modelo cortical (Aguledo, 2005). | 67 |
| Figura 6.5 El Esmeraldas registrado (en negro) y la simulación de 3 segmentos SIM_FG (en rojo) mareógrafos para la fuente del terremoto solución de primera aproximación derivada..... | 68 |
| Figura 7.1 Comparación entre la Solución Calibrada (línea Roja) y el mareograma (línea Negra)..... | 71 |
| Figura 7.2 Igual que la primera solución pero con la solución calibrada (Tabla 7.1)..... | 76 |

INDICE DE TABLAS

| | |
|---|----|
| Tabla 6.1: Primera solución de aproximación de falla inversa: Se compone de 3 segmentos rotos. Parámetros iniciales es para Okada (1985). Parámetros obtenidos de Beck y Ruff (1984)..... | 66 |
| Tabla 7.1: Simulación calibrada. Un momento sísmico global de $M_0 = 1.85 \times 10^{21}$ Nm y magnitud $M_w = 8.0$ se obtienen..... | 73 |
| Tabla 7.2: Comparación entre el registro (TG) y simulación para Esmeraldas, usando el SIM_CAL solución calibrada (Tabla 6.1). Las estadísticas básicas son la altura media de la onda, la desviación estándar STD, la raíz cuadrado del error RMSE, el coeficiente de determinación R^2 , la norma L2 y el coeficiente de correlación cruzada Corr..... | 74 |

CAPÍTULO 1

1. INTRODUCCIÓN

La vulnerabilidad al norte del Ecuador (Fig. 1.1) a los terremotos y tsunamis es alta. Esmeraldas es una provincia con más de 400 000 habitantes localizados en esta área; además, se encuentra uno de los puertos más importantes y la Refinería Nacional. Durante el siglo pasado, esta área se vio afectada por varios terremotos históricos en 1906, 1942, 1958 y 1979. Por otra parte, el margen continental presenta pendientes muy empinadas, donde los recurrentes deslizamientos submarinos pueden ser seguidos por tsunamis devastadores (Pontoise y Monfret, 2004).

La característica particular del Norte de Ecuador y el Sur de Colombia es la segmentación por los terremotos de subducción (Fig. 1.1). La secuencia de terremotos de 1942, 1958, y 1979

probablemente han ocasionado rupturas en distintos lugares, que finalmente cubren todo el área que se rompió durante el terremoto de 1906, $M_W=8.8$. En consecuencia surgen muchas preguntas: ¿Son distintas estas áreas de ruptura?, en otras palabras, aparte del evento 1906, ¿son sus asperidades distintas en los tres eventos siguientes? y, puesto que sus ubicaciones no son estrictamente conocidas, ¿hay una posibilidad que sea un único evento?, por ejemplo el terremoto de 1979, puede reactivar uno adyacente como el de 1958 o al menos parcialmente?, esta última pregunta es importante para la evaluación de periodos de retorno por los terremotos de la zona. En la actualidad, las mediciones GPS se desarrollan significativamente (Nocquet et al, 2014 para el área considerada).

Un mapeo del grado de acoplamiento sísmico y la identificación de las zonas sísmicas y antisísmicas, las asperezas, pueden proporcionar el nivel de acumulación de tensión y por lo tanto posiblemente informe sobre las potenciales magnitudes futuras. Por otra parte, y de manera importante, la brecha entre la magnitud de 1906 y la acumulada por 1942, 1958 y 1979 (sólo un quinto) sugiere que toda la zona podría ser re-activada (como el de 1906). Sin embargo, el estado inicial es insuficiente. Se llama estado inicial a

los parámetros de ruptura de cada segmento histórico. En consecuencia, con un análisis del grado de acoplamiento de una sola aspereza, una descripción precisa de un solo evento (parámetros de ruptura), al igual que el 1979, puede informar sobre la sismicidad general, el período de retorno y una futura magnitud potencial liberada se incluye idealmente en la cantidad de deslizamiento. Este es el objetivo principal de este estudio mejorar tentativamente nuestro conocimiento del evento 1979 mediante el uso de datos que aún no han sido considerados. Además, el evento es el más reciente, y como resultado, es el más documentado en términos de datos geofísicos. Ningún trabajo anterior había tenido en cuenta todo el conjunto de datos disponibles para caracterizar mejor el evento en particular con datos hidrográficos.

Varios estudios anteriores han utilizado el modelado de ondas de cuerpo y las superficiales para identificar la $M_w = 8.2$, del terremoto de 1979 como un evento de subducción (Herd et al., 1981; Kanamori y Given, 1981; Beck y Ruff, 1984). El rumbo del plano de bajo ángulo de la solución recomendada es un plano de falla que es paralelo al eje de la trinchera, y el mecanismo es consistente con la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana (Swenson y Beck, 1996). No hay información adicional disponible para finalmente mejorar esa

descripción. Sin embargo, gracias al registro de un mareógrafo situado en el puerto de Esmeraldas y las herramientas computacionales que se tiene, se espera complementar esta antigua descripción mediante una calibración de los parámetros de ruptura con información sobre el tsunami. El procedimiento consiste en la ejecución de un conjunto de simulaciones numéricas para la propagación de tsunamis (estudio de parámetros) y luego identificar el mejor ajuste que minimiza la discrepancia entre el registro del mareograma y la señal del tsunami simulado en el mismo lugar. El mareograma disponible aún no se ha utilizado antes para este propósito.

Concerniente a la inversión del Tsunami: Un mejor conocimiento de la forma de activación y propagación de un tsunami puede ayudar a una mejor caracterización de la fuente sísmica. Sin embargo, la relación no es sencilla, puesto que algunas de las funciones de transferencia no se conocen con precisión. En particular, es difícil estimar con precisión la distribución espacio-tiempo de la deformación del fondo marino resultante de un terremoto, la representación de Okada (1985) que se utiliza con frecuencia, a veces, resulta inapropiada, porque restringe el medio a ser homogéneo. La manera de estimación en que la deformación del

fondo del mar se restituye en la columna de agua es también problemático. En general, se considera las dos deformaciones como idénticas para eventos de deslizamiento rápido. Es justo decir que es muy compleja la formulación o simulación de estas funciones de transferencia porque podrían requerir mucha más elaboración y amplias redes de observación. La Instrumentación y el modelado necesariamente se mejoran de manera conjunta. Se podrá siempre, tener un cierto grado de precisión, al utilizar simulaciones de tsunami para complementar las observaciones directas de cualquier fuente tsunamigénica.

Como un ejemplo, entre muchos otros, Grilli et al. (2007) y Ioualalen et al. (2007) han calibrado una fuente tsunami del evento de Sumatra de 2004 con la ayuda de los registros disponibles en mareógrafos, anomalías del nivel del mar obtenidas de un altímetro JASON y simulaciones numéricas. Recientemente y para otro propósito, Ioualalen et al. (2013) estudiaron el problema de inversión del terremoto de Pisco en el centro de Perú el 15 de agosto del 2007, $M_w = 8.0$: Después de haber invertido los datos de los mareógrafos, como aquí, los modelos de propagación de tsunamis, sugirieron que los datos geodésicos son esenciales en la determinación del desplazamiento (cosísmico vs los telesísmicos).

Por último, de nuevo a nuestro evento de 1979, una vez que se obtiene la solución que mejor se adapta, se produce un mapa “runup” del evento y se discute su distribución espacial a lo largo de la costa norte de Ecuador, es decir, se identifican los procesos responsables de la onda local y su amplificación y atenuación.

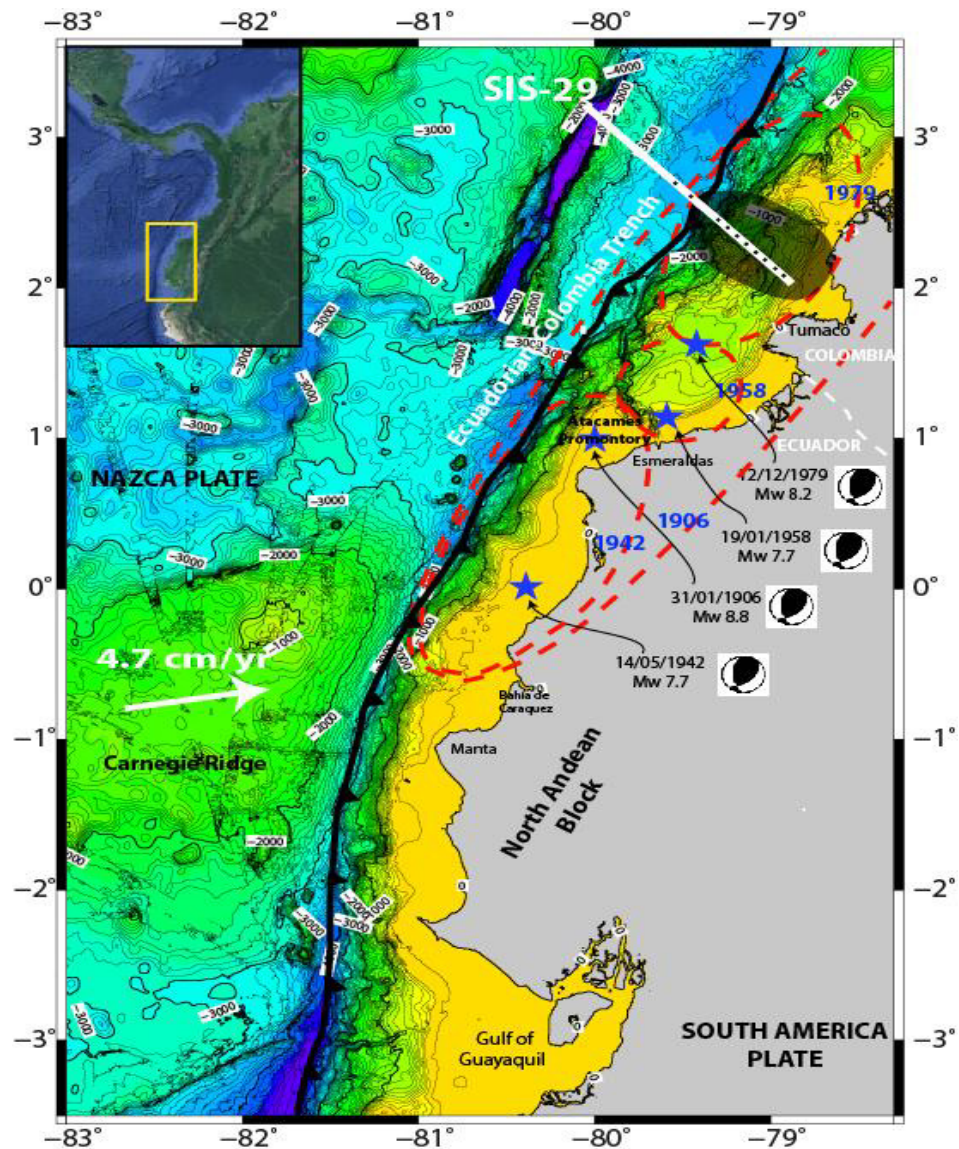


Figura 1.1: Morfología del Bloque Norandino. Ubicación del experimento sísmico. Elipse punteada roja muestra la ubicación de la zona de ruptura de los terremotos de subducción 1906, 1942, 1958 y 1979 (Kanamori y McNally, 1981). La elipse oscura indica la principal asperidad sísmica determinada por las funciones de tiempo de origen en 1979 (Beck y Ruff, 1984). La línea en negrita blanca indica la línea sísmica SIS-29 compuesta por sismómetro de fondo marino (OBS) desplegado durante el crucero SISTEUR. Estrellas azules indican los supuestos epicentros de los cuatro eventos.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo General

Mediante un proceso de inversión y con la ayuda de información hidrodinámica, se determinan los parámetros de ruptura para el sismo del 12 de diciembre de 1979, lo cual será de gran aporte para el conocimiento de la tectónica y de la amenaza sísmica de la zona norte del Ecuador.

1.1.2. Objetivos Específicos

- Entender el proceso de ruptura, que básicamente significa recuperar información acerca de la fuente sísmica.
- Procesar la señal del mareograma analógico para obtener una mejor precisión en la hora de llegada del tsunami y para permitir una calibración robusta de las características de ruptura del terremoto.

- Construir simulaciones coherentes del tsunami utilizando el modelo numérico “Funwave” de propagación de tsunamis (crear malla de trabajo, definir los parámetros de propagación).
- Elaborar programas computacionales en lenguaje FORTRAN que permitirán evaluar los resultados de las pruebas de los diferentes parámetros de ruptura (el proceso de calibración).
- Determinar la mejor calibración, la cual arrojará los mejores parámetros de ruptura.
- Discutir la relación de la fuente sísmica con el ciclo sísmico regional.

1.2. Alcance

Lo más importante para el estudio del terremoto ocurrido en Esmeraldas en 1979, es entender el proceso de ruptura, que básicamente significa recuperar información acerca de la fuente sísmica. Como se verá, los parámetros de la fuente del terremoto juegan un papel determinante en la generación de un

tsunami. En realidad, inferir en la cinemática de la zona de origen es importante porque permite descubrir el proceso que generó el movimiento del fondo marino y el consiguiente tsunami. Los parámetros que describen la fuente del terremoto incluyen características geométricas, tales como las dimensiones y la orientación de los parámetros de falla .

CAPÍTULO 2

2. CARACTERÍSTICAS GEODINÁMICAS

2.1. Contexto Geodinámico del Margen Ecuatoriano

A lo largo del margen Ecuatoriano, la placa oceánica de Nazca de edad Neógena, está convergiendo en la dirección N83°E hacia la placa Sudamericana a razón de 5.8 cm/año (Trenkamp et al., 2002). El Bloque Norandino (BNA) está formado por el ante-arco submarino, la cordillera de la costa, la planicie ante-arco y las cordilleras andinas, afectadas por la megafalla Guayaquil-Dolores con dirección NNE. El BNA no se lo considera una placa independiente más bien es parte de la placa Sudamericana.

Según Kendrick et al. (2003) la convergencia entre la placa de Nazca y Sudamericana en la latitud 5°N es de 5.35 cm/año en una dirección N80°E, mientras que en la latitud 4°S, esta aumenta a

5.78 cm/año en dirección N83°E. En cambio, el BNA presenta un movimiento relativo promedio con la placa de Nazca de 5.2 cm/año en dirección N88°E, de acuerdo a los vectores de deslizamiento de los terremotos mayores de la zona interplaca y la traslación hacia el NNE es a 0.6cm/año. (Trenkam et al., 2002; Nocquet y Mothes, 2009)

La geodinámica de las placas y el BNA, provoca eventos sísmicos a lo largo de la fosa y en la plataforma continental, por la acumulación de tensión debido a la deformación por la convergencia, la misma que se puede extender en menor intensidad a la planicie costera.

El margen de Ecuador está dividido en tres segmentos regionales: norte, centro y sur; los cuales se diferencian en base a las estructuras internas de velocidad (Gailler et al., 2007), a las variaciones de la distancia entre la fosa y la línea de costa, y a cambios en la morfología a lo largo del margen continental. El segmento sur está asociado al Golfo de Guayaquil, se extiende desde el norte de Perú hasta la Península de Santa Elena. El segmento central, es el de mayor longitud y abarca desde la Península de Santa Elena hasta el cañón submarino de

Esmeraldas al norte de la Punta Galera. Por último, el segmento norte ubicado al norte de Esmeraldas y al sur de Colombia, es dividido en tres segmentos más pequeños de acuerdo a los cambios morfo-estructurales y a la zona de ruptura de grandes terremotos. El área de estudio se encuentra ubicada, en este último segmento, entre las latitudes $1^{\circ}20'$ N y $3^{\circ}00'$ N, como se observa en la Fig. 2.1.

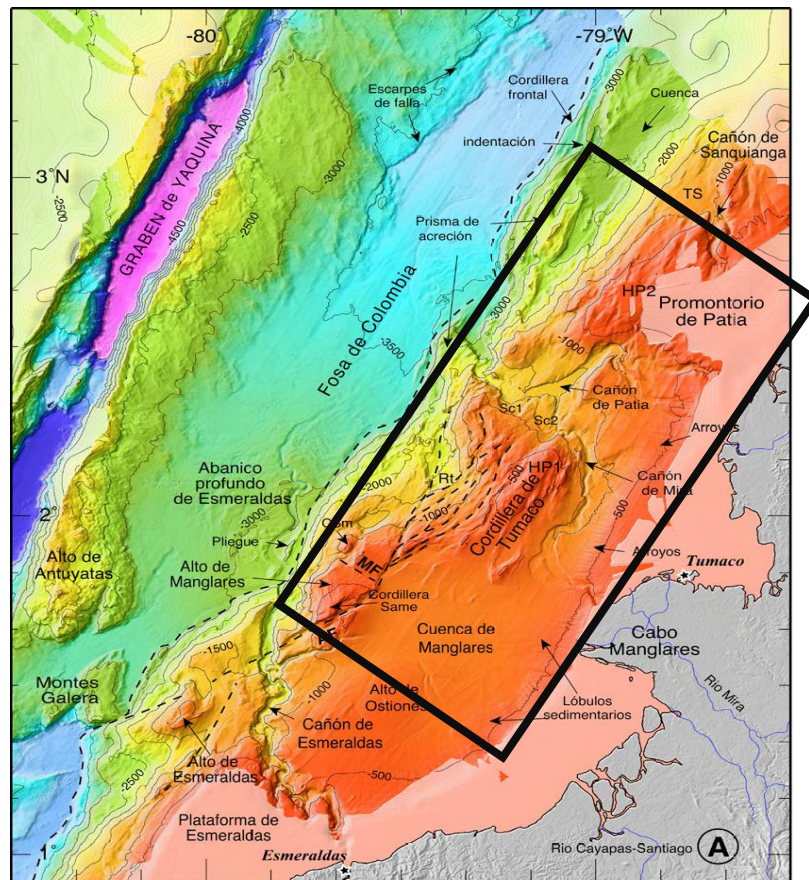


Figura 2.1: Morfología del Segmento Norte, ubicación del área de estudio
Fuente: Geología y Geofísica Marina del Margen Ecuatoriano

2.2. Características del Segmento Norte del Ecuador

El segmento norte está caracterizado por la convergencia de la placa de Nazca y el margen del BNA. En la fosa, la placa de Nazca está cubierta por rocas sedimentarias principalmente turbiditas (Collot et al., 2005)- que fueron transportadas por los cañones de Mira, Patia y Esmeraldas. El BNA está formado por

rocas de composición máfica y ultramáfica (Goosens y Rose, 1973) se encuentran cubiertas por capas cretácicas de rocas volcano-sedimentarias y una gruesa secuencia sedimentaria de ante-arco de edad cenozoica (Deniaud, 2000; Jaillard et al., 1995).

Una de las características más importantes es un conjunto de fallas inversas correspondientes a esfuerzos de compresión y un ángulo relativamente bajo de pendiente en el talud. Esta zona presenta un talud muy ancho con muchas irregularidades y muy poca pendiente (Fig. 1.1), aquí se encuentran los cañones: Esmeraldas, Patia-Mira y Sanquianga, el alto de Manglar y de Esmeraldas, la cordillera de Tumaco y la cuenca Manglares. Todas estas irregularidades, cordilleras y depresiones reflejan lo complejo del prisma de acreción.

El segmento norte de Ecuador y Sur de Colombia está dividido por el promontorio Patia y la falla de Manglares en tres segmentos morfo-tectónicos que son: Patia, Tumaco y Manglares, cada una con diferentes características tectónicas y estructurales. (Collot et al., 2004).

2.2.1. Segmento Patia

El segmento Patia, presenta un prisma de acreción de 35 km de ancho que disminuye a menos de 10 km en el segmento de Tumaco. El promontorio Patia se extiende hacia el mar desde la costa cercana del delta del mismo nombre y forma una plataforma superficial de cima plana y cordilleras formadas por pliegues y cabalgamientos orientados en dirección N-S, (Marcaillou y Collot, 2008) que reflejan la complejidad del prisma de acreción.

La red de cañones de Patia y Mira, separan los segmentos Patia y Tumaco, esta depresión tiene 40 km de ancho y 1500 m de profundidad, cortando el talud superior hasta el borde de la plataforma, transportando sedimentos hacia la fosa de Colombia. En el pie del margen, el cañón de Patia atraviesa la depresión hasta los 3400 m, donde un anticlinal lo desvía en dirección norte (Ratzov, 2009). Sus cursos cortan profundamente el flanco sur del promontorio de Patia y la cuña acrecionada, sugiriendo un control tectónico., además al no estar conectado a la boca del río Mira en Cabo Manglares, sugiere un desplazamiento lateral entre la cabeza del cañón y la boca del río.

Entre el Cabo Manglares y el curso superior del cañón de Patia, el talud superior muestra salientes topográficas hacia el mar, reflejando lóbulos sedimentarios probablemente relacionados con la historia sedimentaria de los deltas de los ríos Mira y Patia (Collot et al., 2008).

2.2.2. Segmento Tumaco

Este segmento está caracterizado por la cordillera superficial de Tumaco, morfológicamente consiste en angostas cordilleras en dirección N20°E, extendiéndose 50 km, entre el cañón de Mira y el cañón de Patia. Estas cordilleras se han unido bajo la compresión tectónica, formando una zona de pliegues y cabalgamientos que afectan el basamento como a los sedimentos de la cuenca de ante-arco (Collot et al., 2004).

La cordillera más superficial de Tumaco está cubierta por una plataforma plana y horizontal menor a 100 m de profundidad (Fig. 2.1), 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 sobreimpuesto en una depresión del talud de 2000 m de profundidad y 50 km de ancho (Fig. 2.1) (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.

2.2.3. Segmento Manglares

Está caracterizado por la cuenca de Manglares, posee 850 m de profundidad. Al sur de esta cuenca, se encuentra el Alto de Ostiones, una protuberancia de 600 m de profundidad orientada en dirección N30°E que trunca los sedimentos, lo que sugiere un levantamiento reciente (Collot et al., 2008). La cuenca es profundamente erosionada por el cañón de Esmeraldas y contiene hasta 5 km de sedimentos costa afuera del Cabo Magallanes (Collot et al., 2004).

El sistema de fallas Ancón, separa la cuenca del Alto del Basamento de Manglares, esta falla se extiende hacia el noreste a lo largo de 90 km y posee escarpes fuertes de hasta 200 m de alto, e interrumpidas por pequeñas cuencas de fondo plano. El Alto del Basamento de manglares es un

complejo morfológico de 130km de largo, expresados por el Alto de Esmeraldas de 900m y la cordillera de Same con menos de 150 m de profundidad. Este Alto es cortado por la falla Manglares en dirección noreste, moldeando así localmente el piso marino (Collot et al., 2005), en la pared este del cañon de Esmeraldas los escarpes alcanzan hasta los 40°, relacionados a las grandes fallas de ruptura del talud y a depósitos de deslizamientos formando una topografía irregular. Algunas de estas fallas podrían estar relacionadas a la actividad tectónica de la falla de Ancón.

2.3. Modelo Sísmico

A la ocurrencia de un terremoto, la propagación del frente de ruptura sobre el plano de falla, es heterogénea, difícil de describir y depende principalmente del estado de esfuerzos a la que se encuentra sometida la zona a fallar. Para ello han sido desarrollado, dos modelos para explicar la complejidad de los procesos de ruptura: el modelo de Barreras y el modelo de Asperezas. Estos dos términos asignan diferentes roles a las partes fuertes en un proceso de ruptura durante un terremoto.

2.3.1. Modelo de Barreras

Las barreras son zonas de la fallas que oponen una fuerte resistencia a la ruptura y pueden así reducir la velocidad de propagación de la ruptura o incluso detenerla completamente, (Dass y Aki 1977). Las barreras constituyen un modelo sencillo de introducir una cierta heterogeneidad de la ruptura y explicar la complejidad de los sismogramas observados.

El modelo de Barreras puede ser mejor explicado a partir del estado de esfuerzos antes y después de ocurrir un terremoto, así como el deslizamiento que producen. Suponiendo que las zonas que se han roto durante el terremoto son dos, representadas por las áreas de color blanco (Fig. 2.2). En los perfiles adyacentes, se puede observar que los esfuerzos antes del terremoto son uniformes y si hay variación, esta es pequeña y relativamente importante.

Durante el terremoto, la ruptura se produce en las áreas sin sombrear y en ellas los esfuerzos se relajan y caen hasta llegar a un valor cero, produciéndose una transferencia de esfuerzos hacia los bordes y uniones entre las fallas, en

donde aumenta la tensión para impedir que la falla se deslice. En el caso del deslizamiento, esto solo se produce en las dos áreas sin sombrear sobre la falla, esto debido a que las Barreras reducen enormemente el movimiento de sus compartimentos. De manera general el modelo de barreras, describe mejor los terremotos asociados a deformaciones corticales (fallas), donde se produce eventos sísmicos con magnitud (≥ 6.0).

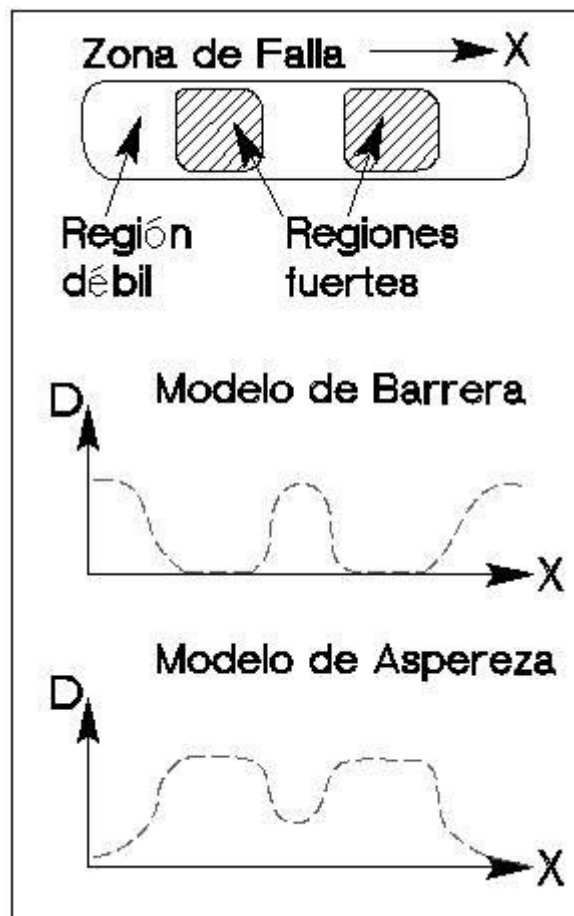


Figura 2.2 Modelos sísmicos: Barrera y Asperidad
Fuente: Modificado de Beck y Ruff (1984)

2.3.2. Modelo de Asperezas

Se define como el lugar donde se inicia el proceso de ruptura en un medio muy heterogéneo, debido a que ya hubo terremotos anteriormente, entonces esta zona se encuentra libre de esfuerzos (Tavera, 1992). En este modelo, el estado inicial es una gran falla que ha sufrido una serie de terremotos, pero que en su interior aún queda una serie de

puntos que no se han roto. Se puede ver que toda la zona ha liberado energía (zonas blancas), con los terremotos precedentes, quedando solo dos puntos que no se han roto (zonas oscuras, Fig. 2.2). El nuevo terremoto se iniciara en estos dos puntos o en cadena. En términos de esfuerzos, la situación inicial es muy diferente al modelo de barreras; casi la totalidad de la falla ya liberó energía y los esfuerzos se concentran en los puntos duros.

Durante los terremotos posteriores, esta energía se libera totalmente y la situación final es de esfuerzos casi uniformes. El deslizamiento producido en este modelo es similar al de barreras; en puntos de caída de esfuerzos apenas hay deslizamiento (Tavera, 1992). El modelo de asperezas, es atribuido a la presencia de los “gap” sísmicos, los mismos que se encuentran bien representados en las zonas de subducción (Kanamori, 1981).

CAPITULO 3

3. GRANDES SISMOS HISTORICOS

El Ecuador se encuentra localizado en el Cinturón de Fuego del Pacífico la zona de mayor actividad sísmica, por lo tanto existe un gran riesgo en la ocurrencia de grandes terremotos. Los registros sísmicos reportan fuertes sismos someros mediante el movimiento de subducción entre las placas de Nazca bajo la Sudamericana.

Hace 106 años ocurrió el terremoto más grande en la historia del Ecuador el cual liberó la mayor parte de su energía acumulada (momento sísmico). Luego este mismo segmento se rompió de nuevo después de 36 años con una secuencia los eventos de 1942, 1958 y 1979, es decir, la suma de la energía liberada por estos eventos es menor que la energía liberada en el evento de 1906.

Se cree que esta energía ha sido acumulada lentamente mediante el constante movimiento de las placas durante cientos de años. Estos movimientos oscilan en 7 cm/año. Una vez que se ha acumulado una gran cantidad de energía, esta se libera repentinamente con la ocurrencia de terremotos que pueden provocar que una placa se desplace respecto a la otra de 1 a 20m.

Para que un segmento de placa sea considerado dentro de una brecha sísmica, debe contar con una historia sísmica de grandes terremotos y que no haya ocurrido ninguno al menos durante los últimos treinta años. Es decir que para describir completamente la amenaza sísmica en un lugar, es necesario conocer cuando ocurrió el último evento, información sobre la recurrencia de grandes sismos y finalmente, el tamaño del terremoto esperado.

3.1. El Terremoto del 31 de Enero de 1906

Uno de los sismos más grandes registrado en la zona de subducción en el siglo pasado, el evento ocurrió el 31 de Enero de 1906 (MW=8.8), con una profundidad de 25 Km., a las 10:36 (hora local), el cual se produjo en la región Norte del Ecuador y su epicentro fue localizado en las costas esmeraldeñas a 1°N y 81°W por Gutenberg y Richter (1959).

3.1.1. Características de la ruptura

La Longitud de la ruptura del área de terremoto en el 1906, fue aproximadamente 400-500Km (Kelleher, 1972; Kanamori y McNally, 1982). Se extendió desde Manta (Sur) hasta Buenaventura (Norte), se registraron datos macrosismicos como reportes de disminución del nivel del mar en el puerto de Manta (59') y Buenaventura (3°54'N).

Esta misma zona se rompió posteriormente en tres segmentos menores de sur a norte; el primero durante el terremoto de 1942; seguido del evento de 1958; y finalmente en 1979.

Kanamori y McNally (1982) compararon los momentos sísmicos de todos los eventos, y concluyeron que el evento ocurrido en 1906 tuvo un momento sísmico mayor 2×10^{21} N.m, que la suma de los eventos posteriores 1942, 1958 y 1979 que fue de 3.7×10^{21} N.m.

3.1.2. Observación del Tsunami

Este evento fue acompañado por un tsunami que afectó las costas de Colombia (Tumaco), principalmente, y del norte de Ecuador (Kelleher, 1972; Kanamori y McNally, 1982). La llegada del tsunami a Tumaco fue después de treinta minutos de ocurrido el sismo. Se observaron olas de gran amplitud durante cuatro horas (Soloviev, 1975), y el alcance de las olas (el run-up) fue estimado entre 2 y 6 m (Lockridge, 1984).

El mayor daño causado por el tsunami ocurrió en la costa entre Río Verde, Ecuador y Micay, Colombia. En Tola hubieron más de 23 viviendas fueron destruidas. En Esmeraldas el río se salió de su cauce inundando las zonas bajas de la población. Las estimaciones del número de muertes causadas por el tsunami varían entre 500 y 1500. En Bahía de Caráquez, también se elevó el nivel del mar de 80 y 100 cm de altura en un tiempo de 20 minutos (Soloviev, 1975).

El tsunami fue observado en Costa Rica, Panamá, México, California y Japón. Sin embargo, no hubo informes de daños del tsunami de Centroamérica o México. En Acapulco, la altura máxima de tsunami registrada fue de 0.25 metros.

3.2. El Terremoto del 14 de Mayo de 1942

El terremoto del 14 de mayo de 1942 ($M_w=7.8$), ocurrió en la dirección sur del área comprendida durante el sismo de 1906, después de 36 años. Su epicentro fue (0.3°S , 80°W , sur de Atacames-Esmeraldas) localizado en las proximidades del flanco norte de la cordillera de Carnegie a las 2:13 (hora local).

3.2.1. Características de Ruptura

La Liberación de energía en este sismo ocurrió en un pulso sencillo cerca del epicentro en 22 segundos. Las réplicas se encontraban distribuidas sobre un área paralela a la trinchera que estaba a unos 200 km de largo y 90 km de ancho (Swenson y Beck, 1996). La mayoría de las réplicas se encontraban al norte del epicentro.

El momento sísmico se determinó a partir del estudio de las ondas P, el cual se encontraba en el rango $6-8 \times 10^{20} \text{N}\cdot\text{m}$, correspondiente a una magnitud de 7.8 a 7.9. Las intensidades máximas para este evento se encontraron al sur del epicentro principal (Sennson & Beck ,1996).

El terremoto de 1958 se produjo inmediatamente al norte del evento 1942 y también fue tsunamigénico y destructivo tanto en el sur de Colombia y Ecuador.

3.3. El Terremoto del 19 de Enero de 1958

El sismo se registró a las 9:07 (Hora local), en la región fronteriza de Ecuador - Colombia. Su epicentro fue ubicado en las coordenadas 1.37°N y 79.34°W con magnitud $M_w=7.7$ (Catálogo CERECIS 1.985); es el segmento central de la zona de ruptura del sismo de 1906.

3.3.1. Características de la ruptura

En 1958, la ruptura se extendió sólo ~30 km hacia la costa a partir de la fosa del segmento de Manglares (Swenson y Beck, 1996). En cambio, la zona de réplica del terremoto, se restringió a 30-35 km en dirección Este de la fosa (Beck y Ruff, 1984; Mendoza y Dewey, 1984; Swenson y Beck, 1996).

La ruptura fue costa afuera de Esmeraldas sobre un área de 110 km, (Kanamori y McNally, 1982), también determinaron

el momento sísmico, asumiendo que estos dos eventos, 1958 y 1979, tenían aproximadamente el mismo mecanismo, ellos observaron la relación entre las amplitudes de sus ondas Rayleigh de largo periodo, obtenidas con un sismograma de Pasadena. La relación que se obtuvo fue de 1:5.6, lo que daría un momento sísmico 5.2×10^{20} N.m para el evento de 1958.

Beck y Ruff (1984), estudiaron en detalle las ondas P y la función del tiempo para la fuente de origen, observando interacciones entre el evento sísmico ocurrido en 1958 con el evento de 1979. Las pulsaciones de la función del tiempo tuvieron dos pulsos con una duración total de 24-26s los cuales dieron como resultado la longitud aproximada de la ruptura que fue 50 Km. Es decir, el terremoto de 1958 termina en la región del epicentro del evento de 1979. También se pudo determinar la longitud de la asperidad en 25 km.

El terremoto de 1958 fue de menor tamaño que el terremoto de 1979, en cuanto a su momento de liberación, longitud de la ruptura y tamaño de la zona de asperidad.

3.4. El Terremoto del 12 de Diciembre de 1979

El terremoto del 12 de Diciembre de 1979 fue el último evento de este ciclo sísmico. Se encuentra ubicado en el segmento Norte de la zona del sismo de 1906. Ocurrió a las 2:59 (Hora local), su epicentro fue localizado al norte de Esmeraldas (en las coordenadas 1.62 °N y 79.34°W) con una $M_w=8.2$.

3.4.1. Características de ruptura

La ruptura tuvo una longitud entre 180 y 230 Km, con una dirección N40°E (Kanamori y Given, 1981; Kanamori y McNally, 1982; Mendoza y Dewey, 1984; Engdahl y Villaseñor, 2002). Fue reconocido como un evento de subducción producido en la zona de interplaca basado en los patrones de las ondas de cuerpo y de superficie (Herd et al., 1981; Kanamori y Given, 1981).

Este terremoto empezó con la ruptura de una barrera que detuvo la ruptura del terremoto de 1958; y el hipocentro del terremoto de 1979 fue localizado en el límite entre las zonas de réplicas de los terremotos de 1958 y 1979 (Mendoza y Dewey, 1984). La cantidad de réplicas del terremoto de 1979

fue mucho menor en comparación a las de los eventos de 1942 y 1958; lo cual podría implicar que esta zona de la parte de subducción estuvo bajo un menor grado de deformación, o experimentaba una tensión menor (McGarr, 1976; Mendoza y Dewey, 1984).

Los parámetros fueron obtenidos por Beck y Ruff (1984). Ellos encontraron que la mayor parte del momento sísmico fue liberado entre dos truncamientos; con una longitud de 60Km en dirección NE del epicentro, esto se lo observó en la fuente sísmica. El área de la falla fue dividida en tres segmentos:

1. Empezó en el epicentro hasta la asperidad, con una longitud de 56Km, la ruptura se observó suave y se obtuvo 16% de la energía liberada;
2. En el centro donde se ubica la asperidad dominante, entre 64 km donde se encontraron la mayor cantidad de réplicas y con el 64% de energía liberada
3. El último segmento, se encontró entre 60-120 km y se obtuvo aproximadamente el 20% de la energía liberada.

3.4.2. Observación del tsunami

Varios minutos después del terremoto la costa sur de Colombia fue arrasada por un tsunami, y destruyó casi por completo la población de San Juan, ubicada 60 km al norte Tumaco (Darrell G. Herd, T. et al, 1981). Al menos 220 personas, en su mayoría niños, murieron cuando el mar regresó en una sucesión de 3 o 4 olas. La ola más alta subió casi 2.5 m por encima de la posición de marea alta, inundando parte del pueblo con más de dos metros agua (Darrell G. Herd, T. et al, 1981).

Aproximadamente 30 a 35 km de la costa fueron los más afectados por el tsunami, mientras que la longitud de la zona más afectada por el terremoto fue de aproximadamente 225 km de largo, desde Guapi a Tumaco. Las casas de los pescadores fueron destruidas en Curval, Timiti, San Juan, Mulatos y Iscuandé.

La mayor parte de los daños y muertes en estos pueblos eran el resultado del tsunami (Pararas-Carayannis, 1980). Los daños del tsunami en Tumaco se muestran en la Fig. 3.1.



Figura 3.1: Daños ocasionados por el Tsunami en Tumaco
Fuente: Fotografía tomada por G. Pararas-Carayannis

Se observaron un total de cuatro oleadas, la primera ola que llega a unos 10 minutos después del terremoto. Primero el agua bajo unos 3 metros por debajo del nivel del mar. La tercera ola fue más grande. San Juan fue de aproximadamente 5 metros por encima del nivel de la marea, que afortunadamente, estaba en su nivel más bajo en ese momento. La zona más afectada fue el pueblo de pescadores de San Juan, donde las olas totalmente

invadieron la isla destruyendo casi todo a su paso. Numerosas muertes se registraron en esta área.

Debido a que el propósito de este estudio es tentativamente calibrar los parámetros de la fuente del terremoto para este evento, utilizando información de tsunamis, se necesita datos más objetivos. En particular, una observación de tiempo de tsunamis es el mejor candidato porque se podría utilizar criterios robustos para validar el tsunami y los parámetros del terremotos; como por ejemplo, el período de la ola, tiempo de arribo, amplitud de las crestas y valles. Afortunadamente un mareograma (registrado con un mareógrafo analógico) está disponible para este evento y fue obtenido en el puerto de Esmeraldas (Fig. 3.1) que se encuentra aproximadamente 95 millas náuticas al sur del epicentro. El mareógrafo es operado por la marina de Ecuador (INOCAR).

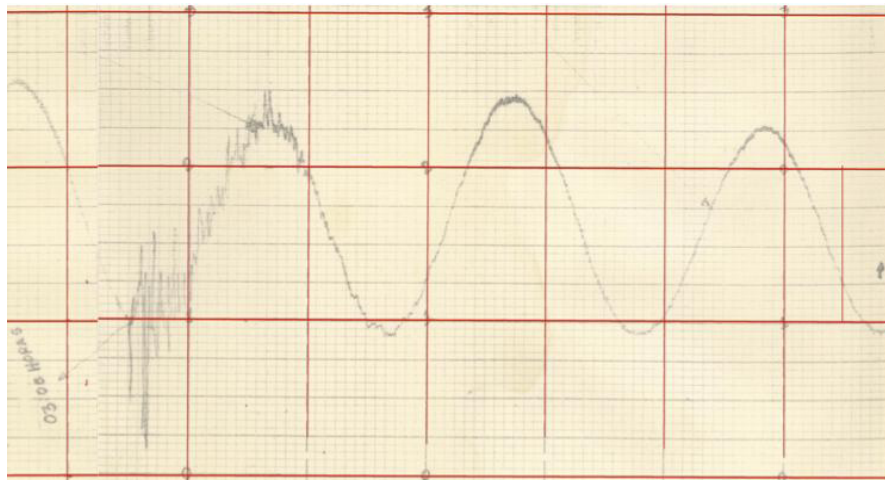


Figura 3.1 Copia del mareograma de Esmeraldas, registrado desde el 12 de diciembre 1979 a las 2:59, hasta el 13 de diciembre de 1979 a las 18:00. Entre las dos líneas verticales (color rojo) existe un intervalo de 6 h. Fuente: INOCAR.

CAPÍTULO 4

4. PROCESAMIENTO DEL MAREOGRAMA ANALÓGICO

4.1. Introducción

Teniendo en cuenta las incertidumbres que son inherentes a cualquier registro de onda analógica, es necesario un proceso cuidadoso antes de iniciar una calibración fuente precisa: Se tiene que procesar (i) la corrección del tiempo de referencia (el reloj del medidor de mareas), (ii) la exactitud de las escalas horizontal y vertical del papel-registrado (tiempo y amplitud de la onda) y (iii) extraer el componente tsunami mediante la eliminación de la señal de marea. En este capítulo se explica el procedimiento desde la conversión de la señal analógica en formato digital para luego ser procesada.

4.2. Metodología

La imagen de la señal analógica del mareograma ha sido digitalizada con el programa Didger. Debido a la baja resolución (píxeles) de la imagen, una incertidumbre de ~1 minuto se deduce. El registro digitalizado ha sido procesado aún más con los puntos de tiempo equidistantes (10 segundos), mediante una interpolación lineal con el fin de comparar más fácilmente la señal con la futura serie de tiempo virtual simulada.

Con el fin de resolver los puntos (i)-(iii), se ha realizado las siguientes operaciones: (1) Se aplicó un filtro de Hanning para el registro digitalizado con el fin de extraer una parte de la señal de la marea en el registro. Entonces, (2) se calcula la marea predicha (teórica) para un periodo de tiempo, al menos incluyendo la duración del registro (24h Fig. 4.1), y verificado la precisión del reloj. Además, (3) se corrige el registro de la marea (filtrada) con la predicha (es decir, la fase y la amplitud de la onda) y se ha aplicado las correcciones a la señal residual (marea filtrada registrada), obteniendo así la componente tsunami del registro, que debe compararse directamente con las salidas de simulaciones numéricas. Tiempo $t=0$ que corresponde al momento de la ocurrencia del terremoto, es decir, el 12 de diciembre 1979 a

las 07:59'4.3" UT (-5 hora local). El último paso (4) es para asegurar que el reloj de la marea predicha es correcto.

4.3. Procesamiento

Se ha desarrollado un procedimiento cauteloso para obtener con exactitud la hora y la amplitud de la onda. A continuación, se explica el proceso paso a paso:

Punto (1). Aquí, se quiere extraer la señal de marea para ser procesada posteriormente. Se aplicó un filtrado Hanning de una hora para el registro de mareógrafos (Fig. 4.1). Por debajo de una hora algunos residuos de alta frecuencia (componentes tsunami) contaminan la señal filtrada de las mareas, por ejemplo, una deformación marea es visible inmediatamente después de $t=0$. Por encima de una hora, el filtro de Hanning amortigua la amplitud de la marea que se excluye porque se quiere más tarde corregir la amplitud de la onda.

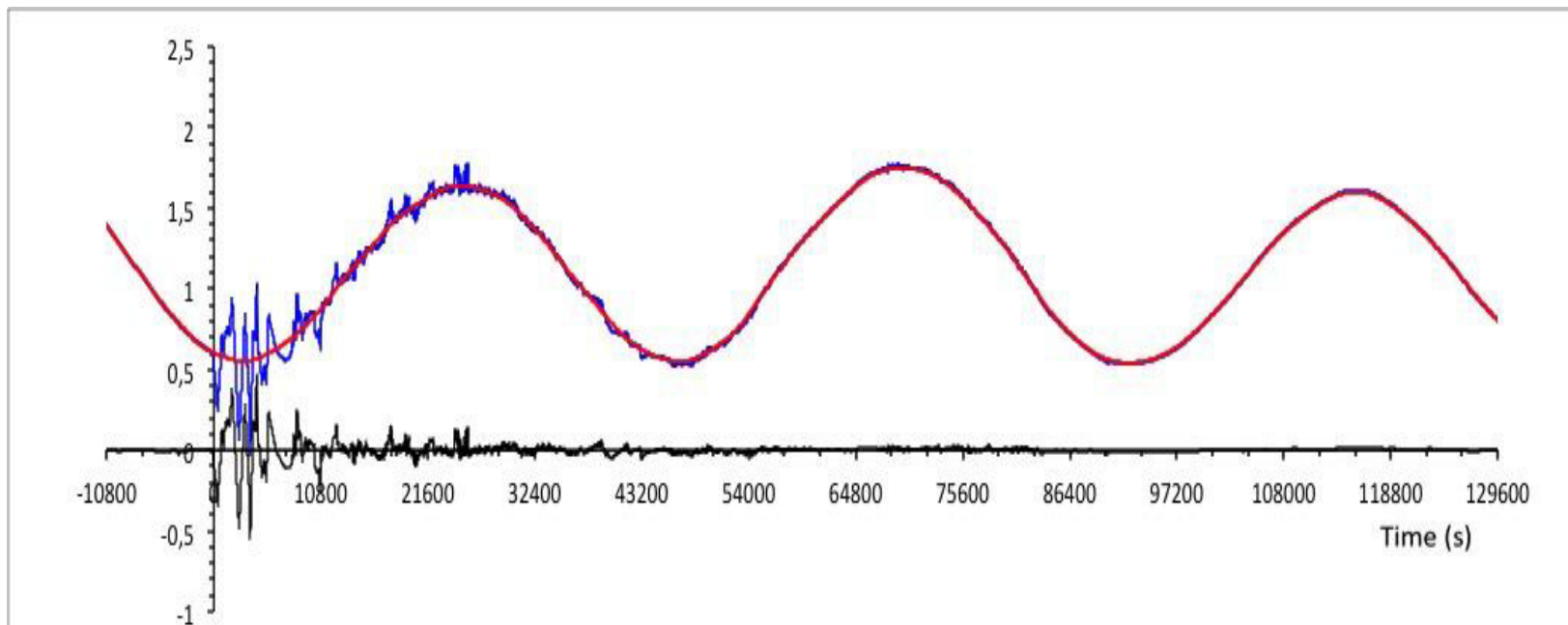


Figura 4.1 Registro del mareograma digitalizado (Azul), filtrado de Hanning-1H (Rojo), residual (Negro). El tiempo está en segundos y la altura de ola en metros.

Con el filtrado de una hora, la amplitud se conserva (junto con la fase) (fig. 4.1). En consecuencia, el filtrado de una hora es excelente con la condición, sin embargo, la calibración de la marea filtrada será procesada para la última secuencia de solo dos valle/cresta (desde $\sim t = 43200$ s). En este punto, se puede notar la inexactitud del reloj del mareógrafo: el tsunami llega a Esmeraldas antes de que ocurra el terremoto (Fig. 4.1).

Punto (2): El primer paso para calcular la marea predicha relativa para el evento es calcular las armónicas (coeficientes de frecuencias alcanzables) de la marea en la ubicación Esmeraldas. Dado que las armónicas evolucionan (aunque lentamente) con el tiempo se tomó la opción de calcular en el período del evento. Se utilizó un registro de tres meses del mareógrafo analógico, del 2 septiembre al 30 noviembre del año 1979 (2160 datos horarios). El conjunto de datos se compone de datos horarios (centrado en 10 segundos). Usando el software T-Tide (herramienta Matlab), finalmente se obtuvieron 35 coeficientes para los períodos de marea que van desde 27 días a 3 horas que nos proporciona la marea predicha (Fig. 4.2).

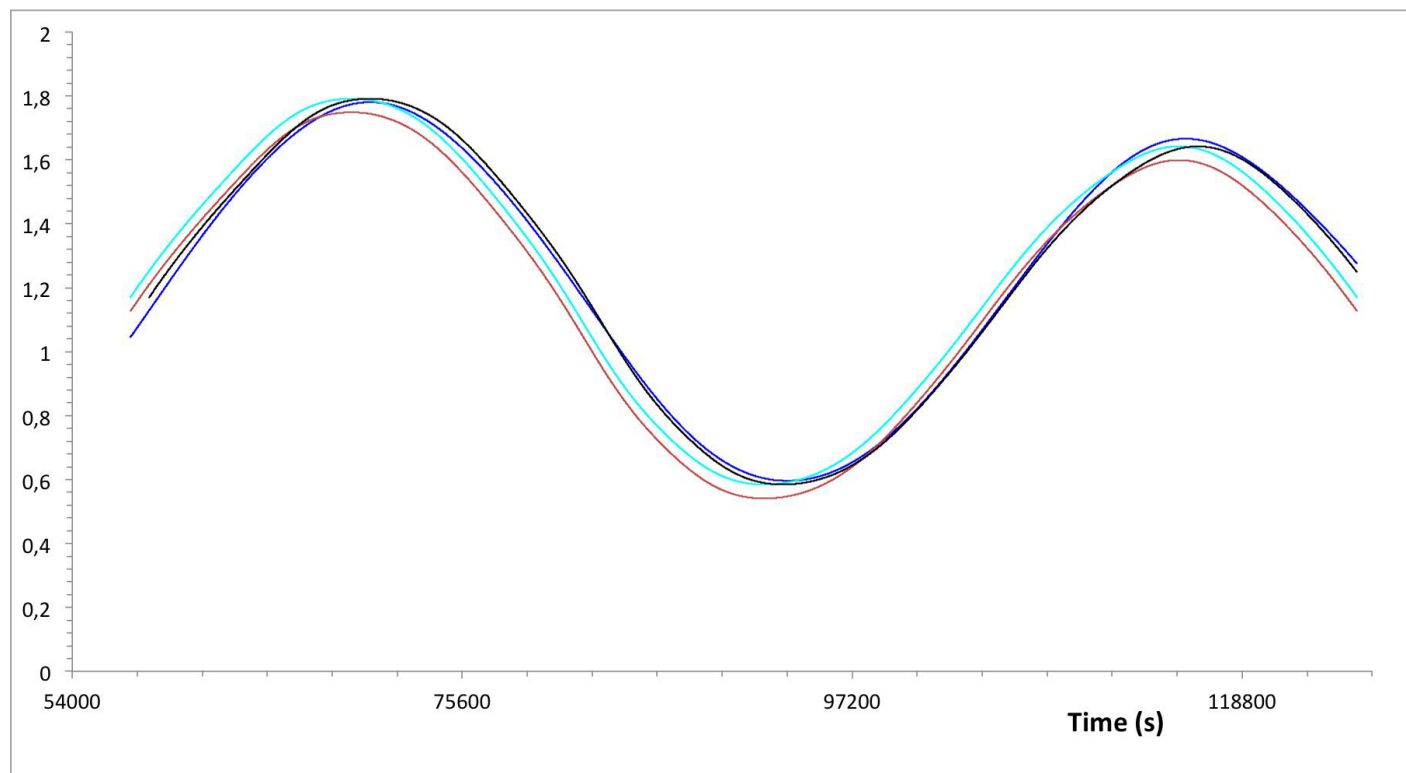


Figura 4.2 Series temporales correspondientes a la altura de las olas en Esmeraldas. (Rojo): La señal de marea obtenida después de haber procesado con un filtro de Hanning-1 h, el registro del mareograma. (Azul oscuro): La marea predicha obtenida con el software de T-Tide. (Azul claro): marea filtrada después de haber aplicado la regresión lineal (Fig.4.3). (Negro): La mejor señal de marea corregida y obtenida después de haber aplicado la regresión lineal y una translación al momento de + 1030 segundos (17'10"), la solución que mejor se correlaciona con la predicción de la marea.

Punto (3): Aquí se aplica una corrección de dos pasos a la señal filtrada Hanning–1h. En el primer paso, se calcula una regresión lineal entre la marea predicha y la marea registrada filtrada con 1h-Hanning con el fin de que coincida mejor con las dos señales en (marea) amplitud de la onda y la referencia del nivel del mar (Fig. 4.3). En el segundo paso, se aplica un cambio de hora a la marea filtrada 1h-Hanning con el fin de adaptarse mejor a la fase de las dos señales. Se encontró un mejor ajuste a 1030 segundos (17'10") (coeficiente de correlación de 0.9988). El cambio de hora corrige definitivamente el reloj del mareógrafo analógico. Por último, la señal de tsunami se obtiene restando La marea predicha a partir de la señal digitalizada corregida (Fig. 4.4). Ahora, la señal de tsunami (en este caso el primer valle) llega a Esmeraldas ~ 16 minutos después de la ocurrencia de terremotos.

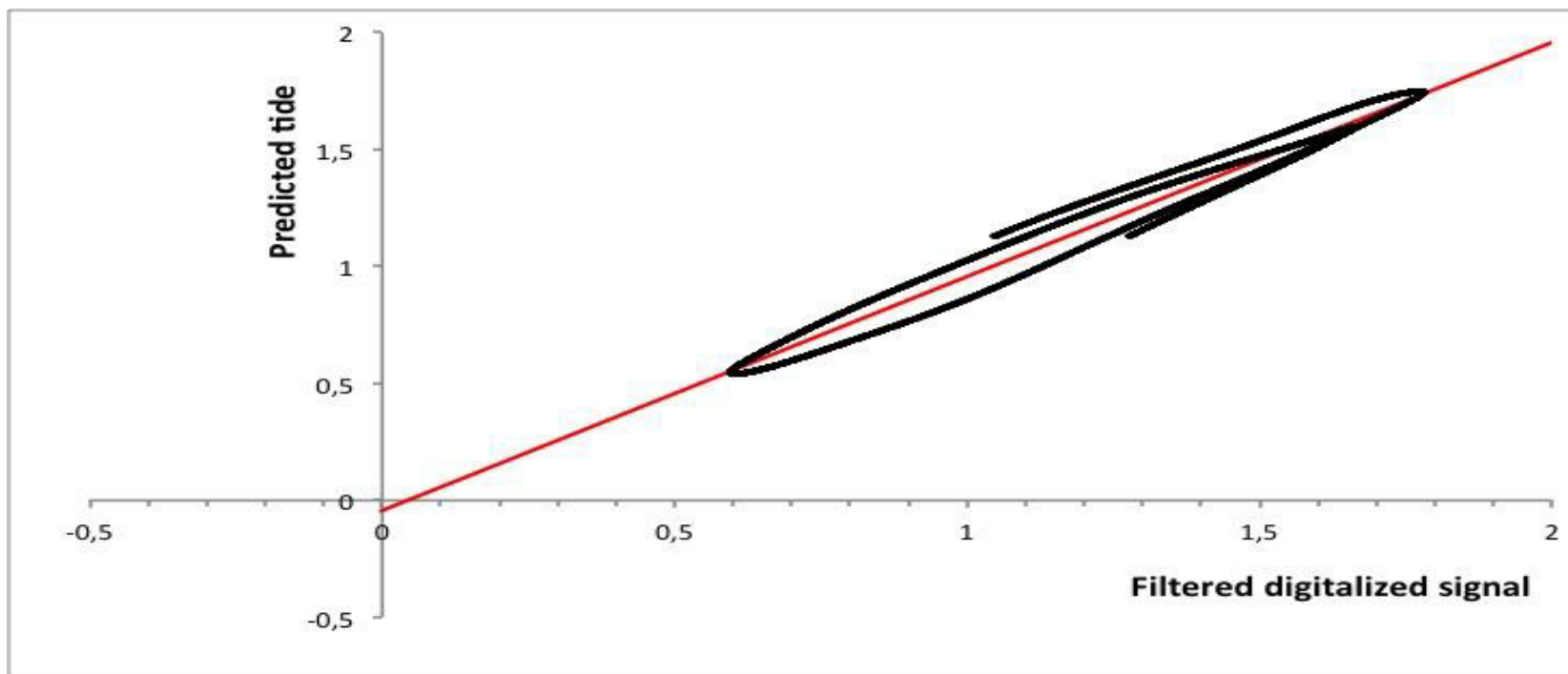


Figura 4.3 Diagrama de dispersión: Predicción vs registro del mareograma filtrado 1h-Hanning (unidad en metros). (Rojo): la solución de regresión lineal ($y = 1,0007989x - 0,0441394$).

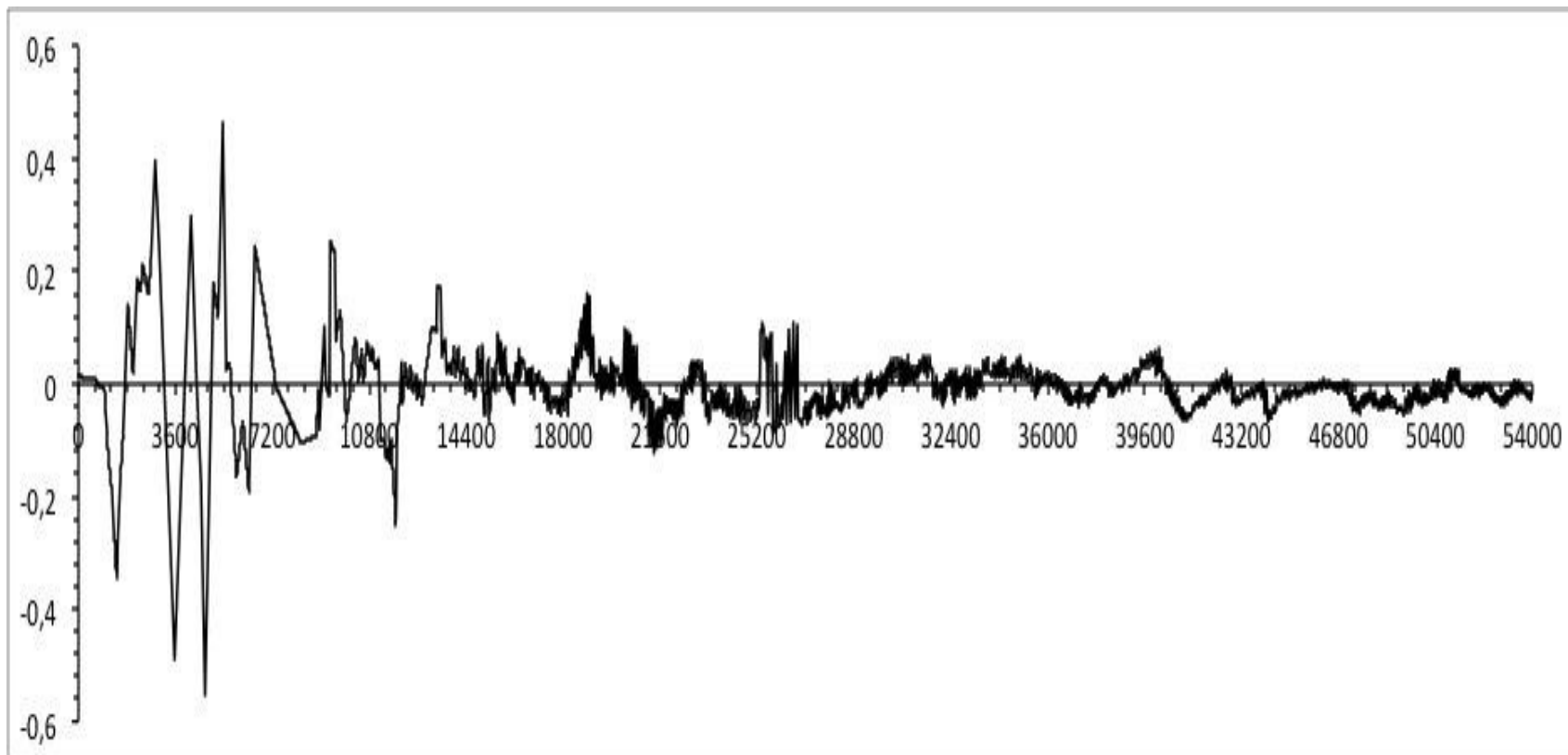


Figura 4.4 Señal digitalizada calibrada. La señal residual (el tsunami) se obtiene a partir de la señal digitalizada corregida y de la predicha. Tiempo $t=0$ corresponde al terremoto ocurrido el 12 Diciembre 1979, 07h59'4.3" UT.

Por último, (4) la señal de tsunami calibrada, en particular el desplazamiento del tiempo a los 1030 segundos, puede ser validado si el reloj de la marea predicha es fiable, porque es efectivamente nuestro reloj de referencia. Para verificar este punto se ha procesado otra predicción de mareas, sustituyendo el mareógrafo analógico por uno digital (precisión en la hora), se consideró un periodo de tiempo arbitrario del año 2007, para este se usó un registro digital completo. Se hizo exactamente el mismo proceso que para el registro de 1979, es decir, 2160 datos horarios (desde el 02 de Septiembre del 2007 hasta el 30 de octubre del 2007), obteniendo 35 armónicas. Se reportaron las primeras 24 horas del período en la Fig. 4.5. El coeficiente de correlación entre la marea predicha y el registro del mareograma es 0.99933, 0.99977, 0.99988, 0.99993, 0.99990, 0.99981 y 0.99942 para un intervalo de tiempo de, respectivamente, -4, -2, -1, 0, +1, +2 y +4 minutos. Dado que, el coeficiente es óptimo para un retardo de cero, se puede deducir que la marea predicha indica el reloj exacto. Los 1030 segundos de nuestro procesamiento son en última instancia validados.

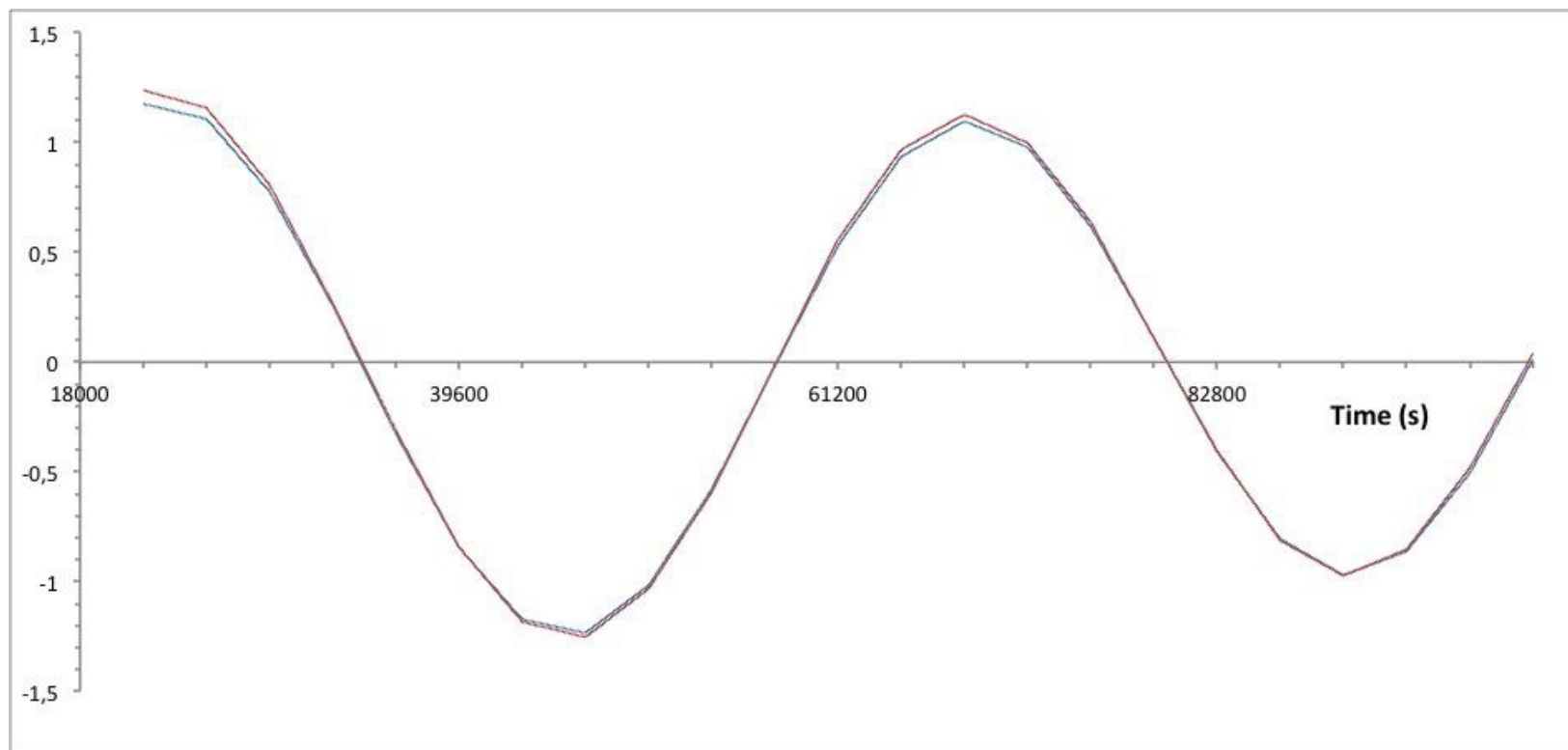


Figura 4.5 Predicha (azul) y el registro del mareógrafo digital (rojo) para el período del 02 septiembre 2007, 6h00 hasta 03 de septiembre del 2007, 4h00 (UT).

CAPÍTULO 5

5. SIMULACION NUMERICA

Existe una constante amenaza de tsunami en el borde costero de nuestro país, por lo tanto utilizar este tipo de herramientas como las simulaciones numéricas ayudará a conocer las zonas más vulnerables. En este capítulo, se describen técnicas que se utilizan para acoplar los modelos numéricos para las simulaciones del tsunami generado por un terremoto de subducción.

5.1. Proceso Numérico

Se utilizó el modelo FUNWAVE para obtener un bosquejo de la propagación y la inundación realizada por el tsunami. El modelo es totalmente no lineal y dispersivo, retiene información de primer orden en la frecuencia de dispersión dada por $O((kh)^2)$ y la retiene

para todos los órdenes en la no lineal a/h (donde k denota una escala de longitud de onda inversa, a denota una amplitud de la onda, y H indica la profundidad del agua) (Wei y Kirby, 1995; Wei y otros, 1995).

El modelo trata todo el dominio computacional como un dominio de fluido activo, mediante el empleo de una versión mejorada de la técnica de ranura o fondo marino permeable; es decir, el algoritmo de línea de costa en movimiento fue propuesto por Chen et al. (2000) y Kennedy et al. (2000) para la simulación "runup". El modelo incluye la fricción del fondo, la disipación de la energía para tener en cuenta en el rompimiento de las olas y un esquema de turbulencia al interior de la malla.

El modelo ha sido ya validado para diversos eventos terremoto / tsunamis. En relación con el presente estudio, Ioualalen et al. (2007), utilizó este mismo modelo para calibrar en el terremoto/tsunami del 26 de diciembre 2004 en el Océano Índico, basado en una fuente sísmica principalmente en los registros hidrográficos (mareograma) que pasó a ser del todo exacto; en base a su fuente calibrada, ellos obtuvieron en modo de pronóstico que tuvo una correlación cruzada de 0,74 y una confiabilidad del modelo de 83

% cuando se compara lo simulado y observado, “runup” para el caso de estudio en Tailandia. Sobre la base de esta confiabilidad en el modelo y su metodología, se espera que la información hidrodinámica (en este caso los tsunamis simulados para los diferentes escenarios) pueda dar alguna información sobre las características de ruptura 1979 y, eventualmente, nos permita identificar el escenario más coherente.

La ola inicial se calcula a través del modelo de dislocación Okada (1985). Características de ruptura propuestas en este escenario como la geometría de la falla, la profundidad focal, la localización del epicentro, la cantidad de deslizamiento se introduce en el modelo y una onda inicial del tsunami se genera junto con sus propiedades internas (característica inicial de la longitud en la onda inicial, período y amplitudes iniciales del valle y la cresta).

5.2. Dominio Computacional

Las principales limitaciones para construir un dominio computacional preciso son: (i) el dominio debe incluir la forma inicial de la ola, poniéndose aquí el equivalente a la deformación vertical del fondo marino; (ii) el área costera que está considerada en el estudio; (iii) la grilla debe ser precisa, con espaciamiento

adecuado para poder reproducir las principales características costeras (bahías, cabos, variaciones locales de la batimetría costa afuera).

Como primera fase para este estudio se debe establecer un dominio, que se basa en la construcción de una grilla rectangular desde 0.79°N a 3.70°N y -80.05°W a -77.02°W, con separaciones cada 150m se obtuvo una grilla de 2249 x 2162 nodos (Fig. 5.1). Para obtener el tiempo de separación empírico se utilizó el criterio de CFL (Courant–Friedrichs–Lewy) para evitar inestabilidades numéricas:

$$dt = 0.3 \min(dx, dy) / \sqrt{gh_{max}}$$

donde (dx,dy) es la separación de la grilla, g es la gravedad y h_{max} es la profundidad máxima que existe en el dominio computacional que para este caso es de 4830 m. El tiempo empírico óptimo resultó $dt= 0,2$ s el cual es adecuado para el estudio, ya que si el dt es muy pequeño podría generar errores de truncamiento. Además, el cálculo podría tardar mucho tiempo (CPU) por las numerosas iteraciones de nuestra metodología.

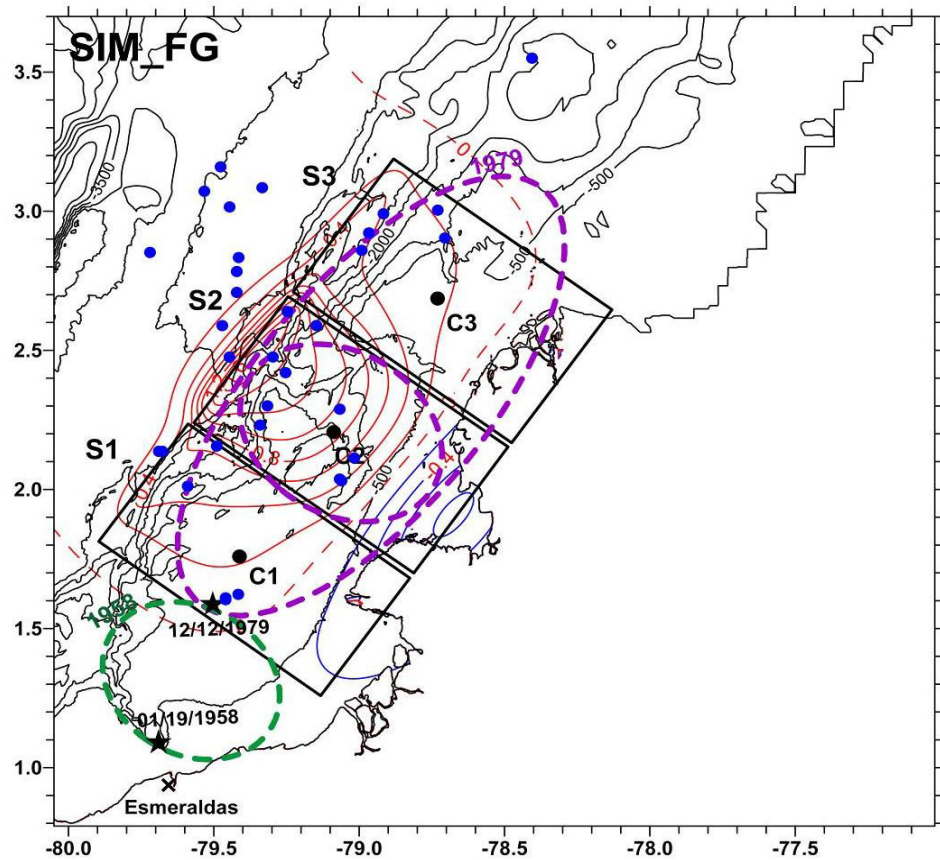


Figura 5.1 El dominio computacional y la ola inicial calculada con el método de Okada (1985) para la primera solución SIM_FG se obtuvieron mediante el análisis de Beck y Ruff (1984) y con el perfil sísmico SIS - 29 (Collot et al . , 2002) (ver Tabla 6.1) .

Además, nuestro modelo numérico de propagación “Funware”, utiliza una grilla rectangular y homogénea. Nuestra grilla es rectangular en coordenadas esféricas, pero no en coordenadas métricas. Entonces se encontró una distorsión de nuestra grilla: la distancia métrica de un grado cambia con respecto a la latitud. Sin embargo, la extensión en latitud de nuestra grilla es limitada ($2,71^\circ$): El error máximo que se puede hacer con respecto a la

posición del centroide es de 450 m. Con respecto el error inducido en el tiempo: considerando una profundidad media de aproximadamente 2000 m en nuestro dominio, la velocidad media de la ola sería aproximadamente de 150 m/s ($c \approx \sqrt{gh}$). Entonces el error en la distancia de 450 m está asociado a una inexactitud máxima de solamente 3 s en el tiempo. Por lo que sería el máximo error en el tiempo de llegada de la ola en el mareógrafo. Por lo tanto nuestro modelo Funwave está muy adaptado a nuestra grilla local.

Un tiempo de propagación de 2 h ha sido elegido con el fin de simular una cantidad significativa de las olas para la comparación con el registro del mareograma de Esmeraldas.

En lo que se refiere al dominio computacional, una red inicial se obtuvo a partir de Géoazur y ha sido reconstruido para nuestro propósito a través de un método de interpolación Krigging. Se utilizaron tres grupos de datos: Los datos batimétricos en el talud continental y la fosa se obtuvieron de Simrad EM12D, datos multihaz (150 m de resolución espacial) (Collot et al, 2005); en la plataforma, se utilizaron cartas marinas disponible digitalizadas. En otros lugares, los datos de ETOPO-2 se han utilizado para

complementar el campo de la batimetría (ETOPO - 2, 2001). La topografía interior se deriva de la USGS Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (90 m de resolución espacial).

CAPÍTULO 6

6. PRIMERA SOLUCION UTILAZADA

6.1. Procesamiento de la solución de Beck and Ruff (1984)

El análisis más completo del evento se ha propuesto principalmente por Kanamori y Given (1981), Kanamori y McNally (1982) y luego por Beck y Ruff (1984). Ambos enfoques se basan en modelos de asperezas. Aquí, se presentan sus principales características y parámetros de ruptura que se van utilizar como una primera solución.

Históricamente, Kanamori y Given (1981) primero invierten los espectros ondas Rayleigh obtenidos de siete estaciones sísmicas. Su momento sísmico tensor calculado indica una cinemática de compresión el cual se alinea a lo largo de la fosa de Ecuador-

Colombia, lo que confirma un mecanismo de subducción de falla inversa (de la placa de Nazca, fig. 1.1).

Se obtuvo, un valor del momento sísmico $M_0 = 2.9 \times 10^{21}$ N.m, además, determinaron una dirección de la ruptura de N40°E y una longitud de la falla de 230 km. Nótese aquí que dicha longitud debe ser considerada como un límite, ya que podría incluir heterogeneidades y zonas antisísmicas: un equilibrio entre un modelo de barrera (los desplazamientos se producen en las áreas débiles solamente) y un modelo de aspereza (desplazamientos se producen en áreas fuertes solamente) (Fig. 2.2).

Luego Kanamori y McNally (1982) analizaron la cantidad de momento sísmico para los 4 eventos principales de la zona (1906, 1942, 1958 y 1979) a partir de datos e información macrosísmicos como inundación tsunami y se dedujo las principales asperezas de la zona segmentada (Fig. 1.1).

Más tarde, a través de un procedimiento de inversión de 21 ondas sísmicas y las funciones de tiempo de origen, Beck y Ruff (1984) identificaron tres asperidades, siendo la central responsable del 80% del momento sísmico (Fig. 1.1). Los datos de inversión

sísmica fueron complementados por los lugares réplicas, que permiten obtener un mejor ajuste en la dirección de la ruptura N40°E (ángulo de rumbo); es decir, que obtuvieron un coeficiente correlación de 0,81 considerado como óptimo, mediante la relación entre el retraso de las ondas P y la dirección de la ruptura. Sin embargo, entre N20°E y N50°E, el coeficiente de correlación es de 0,7 que es todavía satisfactorio, y es aceptable para N80°E con un 0.6 (ver fig. 6.1)

Ellos encontraron un momento sísmico de $M_0=2.0 \times 10^{21}$ N.m, a partir de la deconvolución de los espectros de la ondas P (inferior al obtenido por Kanamori y McNally, 1982).

La longitud de la ruptura a lo largo de la falla fue discutida y analizada por (Beck y Ruff, 1984) mediante el estudio de las ondas superficiales y el área de réplicas. Llegaron a la conclusión de que la longitud podría estar entre 180km o 240 km (Fig. 6.2), la cual es similar a 230 km obtenida por (Kanamori y MacNally, 1982).

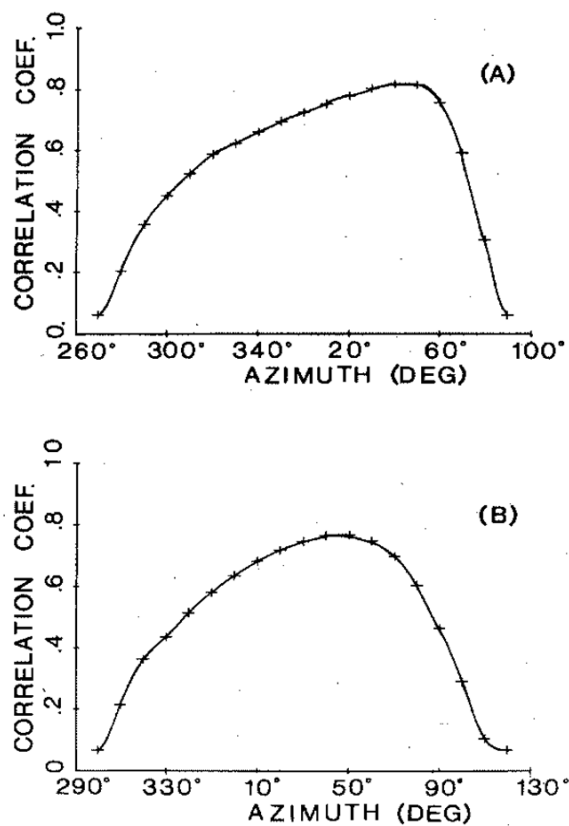


Figura 6.1 Grafica del coeficiente de correlación para el mejor ajuste (minimos-cuadrados) vs la dirección de la ruptura. Para ambos eventos la mejor dirección de la ruptura se encuentra entre N20°E y N50°E.

El mismo análisis más detallado indica que el proceso de ruptura se puede descomponer en tres segmentos distintos de longitudes respectivas el primero fue de 56 km para el segmento sur, el segundo de 60 km (centro) y el tercero presenta dos posibilidades 124 ó 60 km (dependiendo de la elección en la cantidad de desplazamiento).

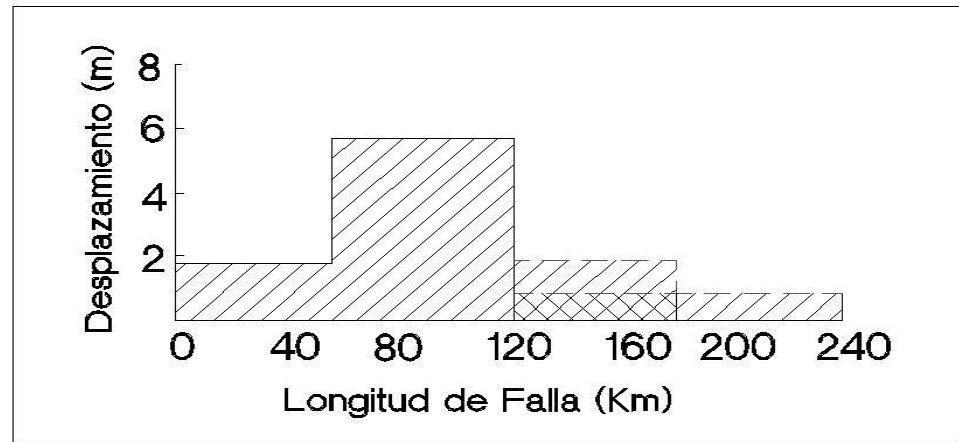


Figura 6.2 Comparación entre la longitud de la ruptura (180-240 Km) y el desplazamiento de la falla. **Fuente:** Beck y Ruff, 1982

(Beck y Ruff, 1984), basaron su modelo en una área rectangular con una longitud de la ruptura $L=240$ km a lo largo del rumbo, y asumieron un ancho de $W=100$ km, aunque no se detallan qué ley de escala se aplicaron aquí. Entonces, basados en relación Hanks y Kanamori (1979) para obtener el momento sísmico $M_0 = \mu L W \Delta$ (siendo Δ el desplazamiento del deslizamiento y μ el coeficiente de rugosidad tomando como $\mu = 5 \times 10^{10}$ Pa), se calcula los respectivos desplazamientos, es decir, 1.75 m para el primer segmento (sur), 5.8 m para el segundo (central) y 1 o 2 m para el último segmento (norte) (Fig. 6.2).

Los parámetros de ruptura proporcionadas por Beck y Ruff (1984) están necesariamente sujetos a ciertos rangos de incertidumbre que queremos exponer continuación:

- La deconvolución de las funciones de tiempo de origen son sensitivas a coeficientes de amortiguación. Como se aplicó en la Fig. 6.3, el momento sísmico $M_0=2 \times 10^{21}$ N.m se encontró con un coeficiente de amortiguación $d=10^{-3}$ que representa ajuste óptimo. Este proceso genera incertidumbre en el momento sísmico porque los coeficientes de amortiguamiento para valores de $d=10^{-4}$ ($M_0=2.9 \times 10^{21}$ N.m, como Kanamori y McNally, 1982), $d=10^{-3}$ ($M_0=2 \times 10^{21}$ Nm) y $d = 10^{-2}$ ($M_0=1.8 \times 10^{21}$ N.m) parecen ser satisfactorios y luego se deteriora para $d=10^{-1}$ ($M_0=0.6 \times 10^{21}$ N.m). Consecuentemente, el mejor ajuste del momento sísmico se debería establecer en el rango de 0.6×10^{21} N.m a 2.9×10^{21} N.m.

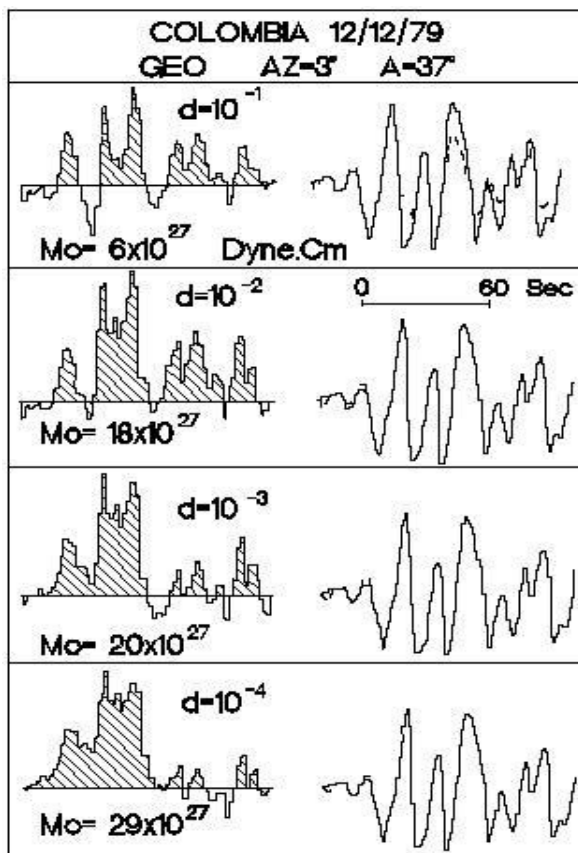


Figura 6.3 Deconvolución de las ondas P obtención del momento Sísmico para el evento de 1979. **Fuente:** Beck y Ruff, 1984.

- La longitud de la ruptura va de 180-240 Km (Beck y Ruff,1984), se deduce del análisis de las ondas de propagación Rayleigh, la cual se contradice con la mayor densidad de réplicas que esta de 55-120Km(Ver Fig. 6.2). En consecuencia se puede deducir que la longitud también se encuentra en un intervalo de incertidumbre que va de 120-240Km.

- En cuanto a la cantidad de desplazamiento obtenido con la relación de Hanks y Kanamori (1979), por ejemplo, el segmento central tiene un desplazamiento de 5.8 m para poder ajustar este valor a su momento sísmico, se tomó arbitrariamente un ancho de falla de 100 km y un coeficiente de rugosidad de 5×10^{10} Pa. El cual se dio como resultado una ponderación general (con la longitud de los segmentos) de los desplazamientos de 3 m para la longitud de la ruptura de 180 km (Tabla 1). Sin embargo, parece que el coeficiente de rugosidad es extremo (generalmente se encuentra en el rango de 3×10^{10} Pa y 4×10^{10} Pa).
- Por último, se quiere discutir sobre la longitud de la ruptura 180 km, el desplazamiento ponderado con un total 3 m y un ancho de ruptura 100 km que se ha tomado arbitrariamente. Las recientes leyes de escala Blaser et al. (2010) y Strasser et al. (2010) que se aplican hasta $M_w = 8.0$ (adaptado a las unidades que se utilizaran aquí por Ioualalen et al., 2014) se dan a continuación, L , W y Δ se encuentran expresadas en metros:

$$\log_{10}(L) = 0.57M_w + 0.63, \quad (1)$$

$$\log_{10}(W) = 0.46M_w + 1.14, \quad (2)$$

$$\log_{10}(\Delta) = 0.47M_w + 7.28 - \log_{10}(\mu), \quad (3)$$

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_0) - 6.03. \quad (4)$$

Considerando que el módulo de esfuerzo es $\mu = 5 \cdot 10^{10}$ Pa., y su momento sísmico $M_0 = 2 \cdot 10^{21}$ N.m, produjeron un magnitud de $M_w = 8.2$ (Ec. 4, Hanks y Kanamori, 1979) se obtuvo algo general $L = 200$ km, $W = 80$ Km y $\Delta = 2,70$ m. El valor de L es compatible con el rango de 180-240 de (Beck y Ruff, 1984), así como su cercana cantidad de desplazamiento de $\Delta = 3$ m. Sin embargo existe un vacío en sobre-estimación en el ancho 100 km. Por lo tanto, si se reduce su ancho de ruptura y conservan su magnitud $M_w = 8.2$, debería aumentan su valor del coeficiente de rugosidad a $5 \cdot 10^{10}$ Pa. Sin embargo, este valor es extremo porque en la zona, el valor comúnmente utilizado está dentro del rango $3 \cdot 10^{10}$ - $4 \cdot 10^{10}$ Pa. Entonces, podría ser que su momento sísmico de $M_0 = 2 \cdot 10^{21}$ Nm (produciendo una magnitud de $M_w = 8.2$) está sobre-estimado.

En resumen: Los estudios realizados anteriormente sobre los parámetros de ruptura del terremoto Esmeraldas proporcionan información útil. Se basan en las funciones de la fuente sísmica y los lugares de réplicas. Por lo que, contienen necesariamente un

cierto grado de incertidumbre produciendo un rango de valores aceptables de los parámetros focales. El objetivo de este estudio es tomar ventaja de los estudios antiguos y en mayor detalle (calibrar) los parámetros de la fuente del terremoto y el tsunami de 1979 con la ayuda de la información hidrodinámica.

Los parámetros proporcionados por estos estudios anteriores proporcionan rangos que fueron basados en registros físicos, y también en análisis estadísticos. En consecuencia, nuestro objetivo es restringir el rango de los parámetros previstos con anterioridad. A la información hidrográfica que nos referimos, son registros de tsunamis y un conjunto de simulaciones numéricas de la propagación del tsunami.

Los escasos datos reportados de “runup” en Herd et al. (1981) no son suficientes. Se necesita datos más útiles que las mediciones dispersas de “runup”. En particular, un registro de la serie de tiempo del tsunami sería útil porque podríamos aplicar criterios sólidos a fin de validar el tsunami y los parámetros del terremoto, por ejemplo, los periodos de ola, la hora de llegada del tsunami, las amplitudes cresta-valle y la secuencia de la llegada. Afortunadamente un registro de un mareógrafo está disponible para este evento en el puerto de Esmeraldas (Fig. 1.1, Fig. 3.1),

que se encuentra aproximadamente a 95 millas náuticas al sur del supuesto epicentro. El mareógrafo es operado por INOCAR, Armada del Ecuador.

6.2. Presentación de la metodología para la calibración

La intención aquí es empezar un proceso de calibración desde soluciones predefinidas, mediante el uso de información hidrográfica (registro de tsunamis en Esmeraldas). Se empezara con una primera solución para la aproximación con los resultados del modelo asperidades de los procesos de ruptura de 1979 en Beck y Ruff, 1984 el cual es el único análisis completo y disponible. Ellos propusieron un modelo puro de subducción compuesta por 3 segmentos en función de los lugares de réplicas y análisis de los registros sísmicos (función de tiempo de origen): El segmento principal (el central) la aspereza, alberga la ubicación del máximo momento de liberación de energía y de mayor desplazamiento (Fig. 1.1). Este es limitado por dos segmentos (norte y sur) de bajo momento de liberación de energía y pequeño desplazamiento. Sus mecanismos focales fueron resumidos en la tabla 6.1 (SIM_FG - Resultados de la Primera Solución): los

respectivos tiempos de ascenso, dimensión del área de ruptura y centroides, cantidad de desplazamiento, ángulos de buzamiento.

Tabla 6.1: Primera solución de aproximación de falla inversa: Se compone de 3 segmentos rotos. Parámetros iniciales es para Okada (1985). Parámetros obtenidos de Beck y Ruff (1984).

| - | SIM_FG | | |
|---|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| | Segmento 1 | Segmento 2 | Segmento 3 |
| x_0 (longitude) (°) | -79.32 | -79.03 | -78.71 |
| y_0 (latitude) (°) | 1.81 | 2.21 | 2.64 |
| d (km) | 17 | 17 | 17 |
| ϕ (°) | 40 | 40 | 40 |
| λ (°) | 90 | 90 | 90 |
| δ (°) | 11 | 11 | 11 |
| Δ (m) | 1,75 | 5,80 | 1.50 |
| L (km) | 56 | 60 | 64 |
| W (km) | 100 | 100 | 100 |
| τ (s) | 30 | 60 | 90 |
| Mo (N.m) | 0.39×10^{21} | 1.40×10^{21} | 0.40×10^{21} |
| Mw | 7.70 | 8.07 | 7.70 |
| λ_0 (km) | 56 | 60 | 64 |
| τ_0 (sec.) | 631 | 533 | 1674 |
| η_0 (m) | (+0.50 , -0.22) | (+1.74 , -0.77) | (+0.47 , -0.21) |

El desplazamiento dentro de la aspereza se considera que es representativo de la liberación de la tensión sísmica acumulada entre el terremoto de 1906, Mw=8.8 y 1979. Entonces, desde el perfil sísmico SIS-29 (Fig. 6.4) se podría derivar el ángulo de buzamiento y profundidades focales basados en la ubicación de los segmentos de Beck y Ruff (1984). El perfil sísmico SIS-29, muy

característico de la zona, se compone de 11 sismógrafos de fondo de mar (OBS) desplegados en la supuesta zona de ruptura de 1979 durante el crucero SISTEUR en el 2000 por Géoazur (Collot et al., 2002) (Fig. 1.1).

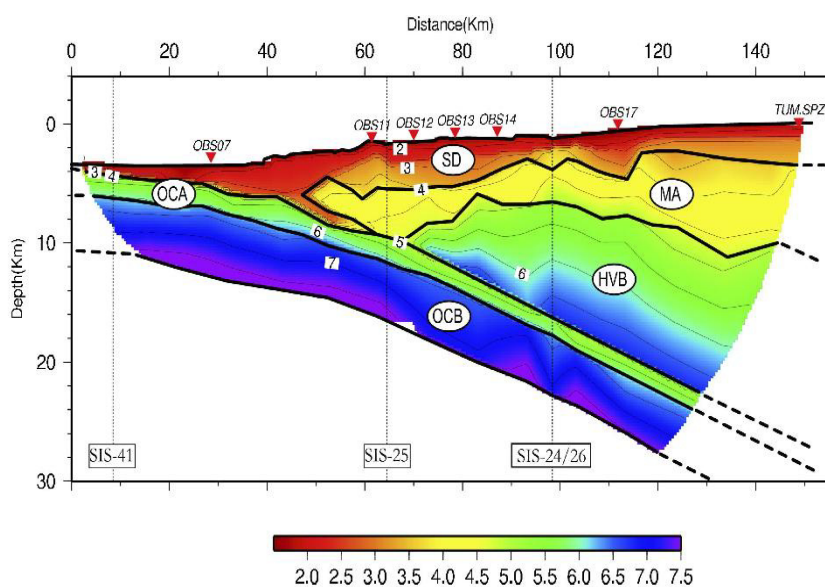


Figura 6.4 Perfil sísmico SIS-29 del Modelo cortical (Aguledo, 2005).
Se desplegó un total de 11 OBS (5 no tenía datos útiles).

En esta etapa, vale la pena mencionar que la cantidad de OBS podría ser insuficiente en comparación con las líneas de reflexión sísmica continuas. El muestreo es relativamente pobre y podría sesgar el valor medio del ángulo de buzamiento.

La simulación se basa en series de tiempo, en la primera solución es muy diferente del mareograma registrado (Fig. 6.5). El problema inmediato para corregir es:

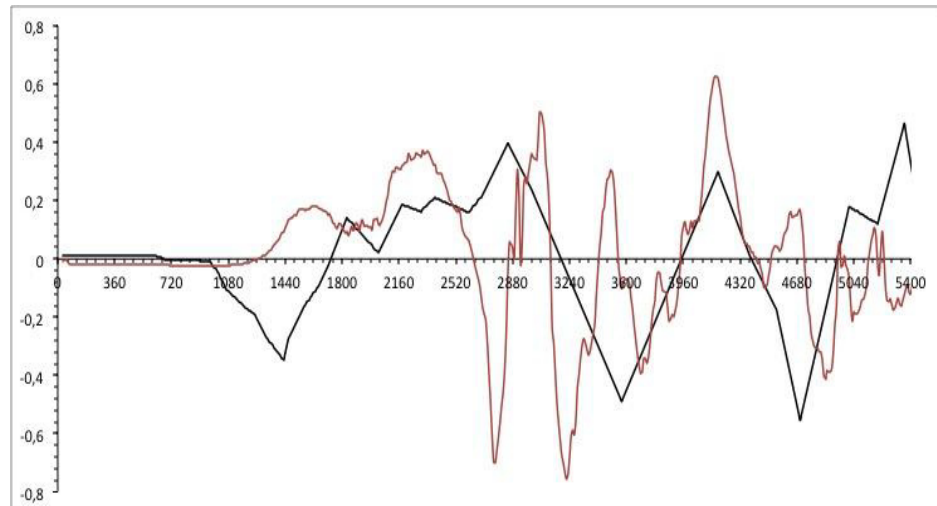


Figura 6.5 El Esmeraldas registrado (en negro) y la simulación de 3 segmentos SIM_FG (en rojo) mareógrafos para la fuente del terremoto solución de primera aproximación derivada (Tabla 1)

- (1) La ola llega demasiado temprano (aprox. 5 min), entonces es necesario desplazar los segmentos más lejos de la ubicación del mareógrafo. La ubicación de la aspereza es tergiversada. Este es un tema crucial, ya que una localización incorrecta del evento 1979 podría producir conclusiones erróneas sobre la sismicidad global y las posibles “gap” de la zona norte de Ecuador/ Colombia.

(2) Una cresta llega primero mientras que debería ser un valle. La razón es que la onda positiva (en rojo en la Fig. 6.5), e encuentra a mayor profundidad y, por lo tanto se propaga más rápido que el valle observando la directividad (ángulo de buzamiento): A continuación, es necesario aumentar el ángulo de rumbo de $N40^\circ$, lo que es coherente con el análisis de Beck y Ruff (1984) que obtuvo un ángulo de rumbo de ajuste óptimo de $N20^\circ E$ a $N50^\circ E$ y un ajuste razonable hasta $N80^\circ E$.

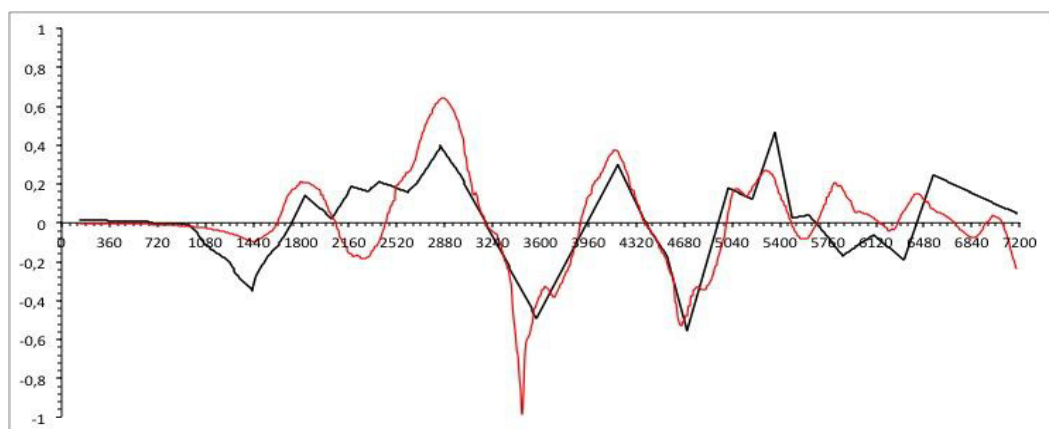
CAPITULO 7

7. CALIBRACIÓN DE LA SOLUCIÓN

La calibración del mareograma consiste en un procedimiento iterativo. El único parámetro que se mantiene sin cambios es el ángulo de buzamiento ($\delta = 11^\circ$) derivado del perfil sísmico SIS-29 obtenido de registros OBS. Se debe tener en cuenta que el muestreo por OBS es bastante pobre en comparación con las continuas líneas sísmicas de reflexión y por lo tanto podría, tergiversar el ángulo de buzamiento real.

El procedimiento utilizado para calibrar la solución del terremoto de 1979 requiere gran cantidad de simulaciones numéricas. Al igual que Beck y Ruff (1984) se tomaron en consideración tres segmentos. Luego se varió los parámetros de ruptura de la Tabla 6.1, en orden para obtener el mejor ajuste en amplitudes, períodos, secuencias de olas en comparación con

el mareograma registrado. Es evidente que los parámetros son interdependientes. Por ejemplo, la onda puede amplificarse mediante el aumento (en primer orden) de la cantidad de desplazamiento. Pero también se puede aumentar mediante el cambio de la directividad de la onda (ángulo de rumbo).



**Figura 7.1 Comparación entre la Solución Calibrada (línea Roja)
y el mareograma (línea Negra)**

El periodo de la ola puede ser amplificada (en primer orden) aumentando el tamaño de la falla (L y W), pero también se deberá cambiar el ángulo del rumbo, el cual depende de la historia de propagación (y por lo tanto de la ubicación centroide). El tiempo de llegada depende por supuesto en la posición de la zona de ruptura respecto a la posición del mareógrafo.

Sin embargo, esta es modulada por la batimetría local la cual prescribe en la velocidad de la onda loca. El tamaño del área de ruptura y el rumbo también prescriben la hora de llegada. La metodología consistió en variar un valor único en cada parámetro del experimento numérico, a continuación, se recoge el conjunto de simulaciones (4-5), se analiza los resultados (comparación con la señal del mareograma) y luego se prescriben los futuros experimentos. La construcción de la presente solución calibrada consistió en aproximadamente 7 iteraciones.

En este paso, el mejor ajuste de la solución es obtenido y se detalla en la Tabla 7.2. Esta solución es mostrada en la figura. (Fig. 7.1) y la ola inicial (deformación del fondo marino) se proporcionan en la Fig. 7.2. En forma general la solución parece satisfactoria (Fig. 7.1) se obtuvo un coeficiente de correlación del 0.75, una buena ETS y un RMSE razonable (Tabla 7.1). Esta vez, es el contrario de la primera solución aproximada (Tabla 6.1, Fig. 7.1) se observa que la secuencia de la onda comienza con un valle como se esperaba.

Tabla 7.1: Simulación calibrada. Un momento sísmico global de $M_0 = 1.85 \times 10^{21}$ Nm y magnitud $M_w = 8.0$ se obtienen.

| | SIM_CAL | | |
|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| Parameters | Segment 1 | Segment 2 | Segment 3 |
| x_0 (longitude) (°) | -79.35 | -78.80 | -78.35 |
| y_0 (latitude) (°) | 1.95 | 2.45 | 2.90 |
| d (km) | 17 | 17 | 20 |
| ϕ (°) | 80 | 80 | 40 |
| λ (°) | 90 | 90 | 90 |
| δ (°) | 11 | 11 | 11 |
| Δ (m) | 0.6 | 4 | 3 |
| L (km) | 50 | 55 | 60 |
| W (km) | 55 | 45 | 60 |
| τ (s) | 30 | 60 | 90 |
| M_0 (N.m) | 0.82×10^{20} | 0.49×10^{21} | 0.54×10^{21} |
| M_w | 7.25 | 7.77 | 7.79 |
| λ_0 (km) | 50 | 55 | 60 |
| τ_0 (sec.) | 616 | 587 | 1827 |
| η_0 (m) | (0,19, -0.09) | (1.29, -0.62) | (1.02, -0.47) |

Esto ha sido posible por el cambio de la directividad de la onda del primer segmento (sur), es decir, rotamos el ángulo del rumbo de $N40^\circ$ hasta $N80^\circ$ (Fig. 7.2). Sin embargo, no se pudo generar la amplitud inicial del valle grande relativo a la primera secuencia de crestas, así se cambiará los parámetro ruptura.

Proponemos la siguiente explicación:

Basado en el método Okada (1985), Ioualalen (2007) mostró la asimetría inicial cresta-valle, es decir, el levantamiento contra el hundimiento, incrementado con el buzamiento: Para $\delta = 0$ la forma de la subsidencia es simétrica con la elevación y cuando el ángulo de buzamiento incrementa la amplitud relativa de la cresta es mayor que la del valle en el caso de una falla inversa (ver. Fig. 7.2 y Fig. 7.1).

Tabla 7.2: Comparación entre el registro (TG) y simulación para Esmeraldas, usando el SIM_CAL solución calibrada (Tabla 6.1). Las estadísticas básicas son la altura media de la onda, la desviación estándar STD, la raíz cuadrado del error RMSE, el coeficiente de determinación R², la norma L² y el coeficiente de correlación cruzada Corr..

| | <i>Solución Calibrada con la primera solución</i> | |
|----------------------|--|----------------|
| | TG record | SIM_CAL |
| Mean (m) | 0.002 | 0.010 |
| STD (m) | 0.19 | 0.23 |
| RMSE | | 0.15 |
| R² | | 0.37 |
| L² | | 0.79 |
| Corr | | 0.75 |

Como una consecuencia, el ángulo de buzamiento de 11° obtenido de la imagen sísmica SIS-29, los 32 cm del primer valle registrado puede obtenerse sólo aumentando drásticamente la cantidad de deslizamiento, hasta 6 m para el primer segmento, el cual contribuye al primer valle. Sin

embargo, esta gran cantidad de deslizamiento para el primer segmento genera una cantidad extremadamente grande en amplitud de la cresta la cual no podría ser atenuada con una sincronización del valle del el segundo segmento (central). En consecuencia atribuimos la tergiversación de la primera amplitud del valle a través de la incertidumbre sobre el ángulo de inclinación derivado de los datos OBS pobremente muestreados.

El otro mal es la representación de las crestas sucesivas entre los tiempos $t=1800$ s y $t=3840$ s. Obtenemos dos crestas que son sucesivamente en fase-bloqueada con el registro del maregrama (aunque de amplitud relativamente grande), pero no, es un valle esperado en el medio. Nosotros creemos que este defecto se puede resolver fácilmente con una sincronización juiciosa de los tres segmentos, es decir, al cambiar su hora de llegada y de este modo mediante el desplazamiento de los segmentos 2 y 3 cambiarlos ligeramente hacia el norte.

Desafortunadamente, no hemos podido simular estos cambios debido a la falta de tiempo: El procedimiento que se usó para calibrar la solución del terremoto del 1979 requiere una gran cantidad de simulaciones numéricas. Basados en una grilla con separación de 150 m que muestra

la red computacional (un tiempo derivado 0.2 s), una simulación típica de 2 h de propagación con el “Funwave” paralelizado (Pophet et al., 2011) se lleva 3 días de tiempo en el CPU con 8 unidades. Necesitamos más tiempo para completar la calibración. Presentamos aquí una solución temporal que se mejorara en las próximas semanas. (Fig. 7.2)

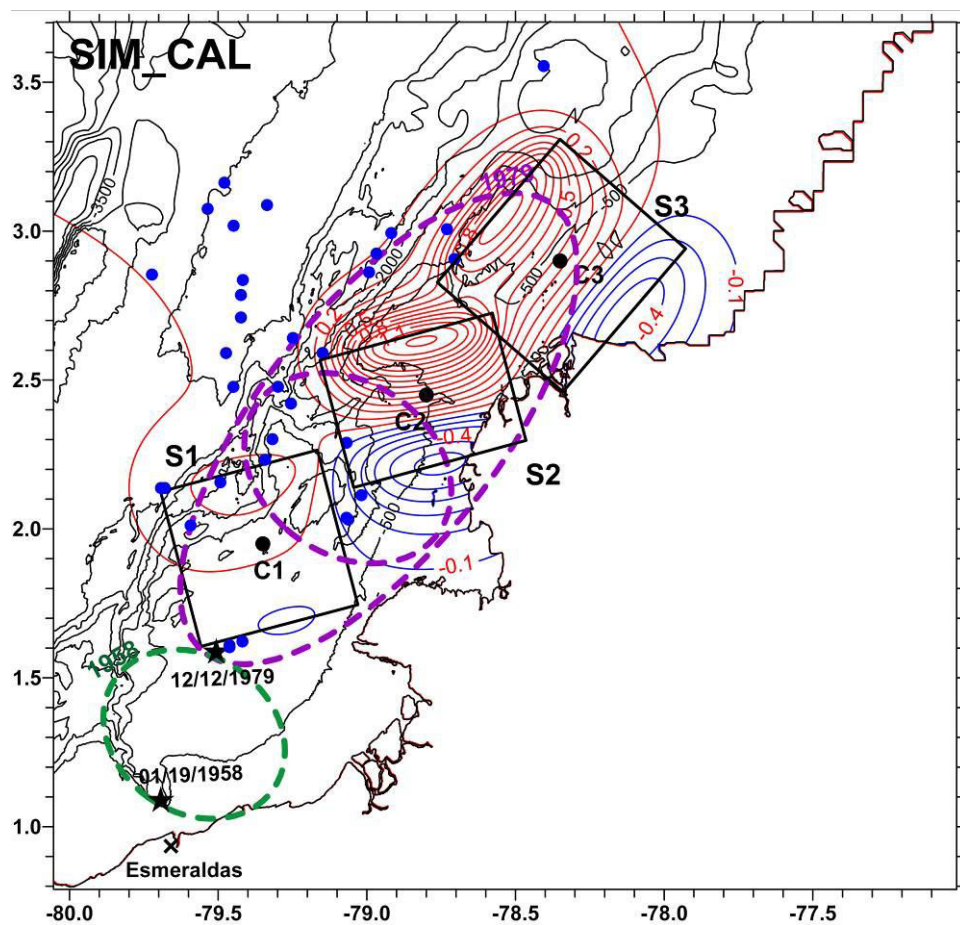


Figura 7.2 Igual que la primera solución pero con la solución calibrada (Tabla 7.1)

7.1. Discusión

Se propone una solución temporal, la misma que se debe completar y mejorar en próximos trabajos de investigación. A pesar que el modelo no fue completado, los resultados obtenidos concuerdan con otras investigaciones (ver Tabla 7.1).

La primera información de la simulación se refiere a la ubicación de la zona de ruptura: Gracias al procesamiento preciso de los registros de mareógrafos, sobre todo, a la calibración cautelosa del reloj, se encontró que el área total de la ruptura tuvo una ligera dirección hacia el norte de lo esperado, en el mar Colombia: la aspereza del segmento ecuatorial (segmento1) fue de mucho menos energía que las asperezas principales del centro y norte.

La fuente temporal también muestra que el evento 1979 no activa la zona frente a Esmeraldas que se rompió en 1958. Por lo tanto, la zona de 1958, que es controlado por una aspereza fuertemente acoplada (Nocquet et al., 2014) posiblemente por la acumulación de esfuerzos por más de 52 años. Teniendo en cuenta el tamaño relativamente pequeño de la zona (unos 100 km²), las leyes básicas de escala no juegan a favor de un tiempo de ruptura distante.

En cuanto a la magnitud derivada del evento 1979, El momento sísmico de nuestra solución es dos veces más débil que la estimada por Beck y Ruff (1984) y tres veces más débil que la de Kanamori y McNally (1982): fue encontrado una magnitud $M_w = 8$.

El tema es importante. Las anteriores estimaciones en las magnitudes de los 4 eventos del siglo pasado, indican una gran brecha entre el terremoto de 1906, $M_w = 8.8$ y la magnitud acumulada de las rupturas 1942, 1958 y 1979.

Puesto que, el evento de 1979 cubre el extremo de mayor magnitud entre los tres, y ya que nuestros cálculos indican un $M_w = 8$ (solamente), la brecha parece ser más grande de lo esperado.

Además, hay que considerar el fuerte acoplamiento de la zona (Nocquet et al., 2014), la magnitud menor a la esperada del evento 1979, puede acortar el período de retorno esperado del terremoto de 1906 si la ruptura de toda la zona es posible que vuelva a producirse.

CAPITULO 8

8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

8.1. Conclusiones y Recomendaciones

La zona de subducción Norandina (principalmente Ecuador y Colombia) alberga poderosos terremotos de subducción tsunamigénicos recurrentes. La sismicidad al Norte del Ecuador se encuentra segmentada por los eventos ocurridos durante el siglo XX, y cuatro áreas han manifestado eventos de magnitudes mayores a $M_w > 7.5$: $M_w = 8,8$ en 1906, $M_w = 7,8$ en 1942, $M_w = 7,7$ en 1958 y $M_w = 8,2$ en 1979. El reciente trabajo de Nocquet et al. (2014) muestra, a través de una red de monitoreo GPS, un fuerte acoplamiento sísmico en la zona norte. Cada uno de los cuatro eventos representa la acumulación de esfuerzos locales y su propio período de retorno sísmico, sus activaciones sucesivas (y por lo tanto todo el período de retorno regional) son fuertemente

ligadas. En consecuencia, el conocimiento de los mecanismos focales de cada uno contribuye necesariamente en la comprensión de la sismicidad regional. Nos centramos aquí en la caracterización del más reciente evento del 12 de diciembre de 1979, $M_w = 8.2$. El evento es interesante porque es el mejor documentado, pero también es el más poderoso después del terremoto de 1906. Pero lo más importante es que se utilizó una mayor información: El tsunami provocado se ha registrado en el mareógrafo de Esmeraldas. Utilizamos esta nueva información hidrográfica junto con simulaciones numéricas de la propagación de un tsunami para mejorar tentativamente la descripción física del evento.

En primer lugar, construimos una primera solución supuesta basada en el análisis de las funciones de origen y ubicación de réplicas de Kanamori y McNally (1982) y Beck y Ruff (1984) (Tabla 6.1). Sus análisis son discutidos y tratamos de identificar la gama de incertidumbres de sus soluciones: en particular, se analizaron sus procedimientos y estadísticas y utilizamos las recientes leyes de escala del terremoto de subducción de Blaser et al. (2010) y Strasser et al. (2010). Nos dimos cuenta que teníamos algunos grados de libertad sustanciales para la mejora de sus

estimaciones de rupturas. La primera solución supuesta derivada de su solución elegida no se ajusta a los datos hidrográficos. Individualmente, cada uno de los parámetros de ruptura pueden ser derivados en un cierto rango de incertidumbre, pero la dificultad es hacer la elección general coherente en ausencia de mayor información. Precisamente, la información hidrográfica puede ayudar a mejorar su coherencia tanto como la solución derivada se encuentre dentro del rango de incertidumbre dado.

Después de un conjunto de tiempos de procesamiento utilizando simulaciones numéricas se propone una solución temporal. El proceso de calibración aún no se termina debido a la limitación de tiempo. Sin embargo, la solución temporal ya proporciona alguna información útil y robusta: (i) La magnitud del evento de 1979 es inferior a la esperada ($M_w = 8.0$ en lugar de 8.2 a 8.3). El tema se discute en el marco de la zona regional en general. Dentro del área regional segmentada, se encuentra que la zona que cubrió el evento de 1958 no se ha reactivado desde hace 21 años, lo que sugiere que una cantidad significativa de estrés podría haberse acumulado dentro del área limitada.

La primera solución es lo suficientemente interesante como para suponer el proceso de calibración del evento 1979. Es sólo una cuestión de sincronización de los tres segmentos de la zona de 1979 uno con otro.

BIBLIOGRAFÍA

- [1] Aki, K., (1979). Characterization of barriers on an earthquake fault, *J. Geophys. Res.*, 84, 6140–6148.
- [2] Beck, S.L., and Ruff, L.J., (1984). The Rupture Process of the Great 1979 Colombia Earthquake: Evidence for the Asperity Model, *J. of Geophys. Res.*, 89(B11), 9281–9291.
- [3] Byrner, D.E., Davis, D.M., Sykes, L.R., (1988). Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics*, 7(4), 833–857.
- [4] Chen, Q., Kirby, J.T., Dalrymple, R.A., Kennedy, A.B., and Chawla, A., (2000). Boussinesq modeling of wave transformation, breaking, and run-up. II: 2D. *J. Wtrwy, Port, Coast, and Oc. Engr.*, ASCE, 126(1), 48–56.
- [5] Cohen, C.R., (1982). Model for a passive to active continental margin transition: Implications for hydrocarbure exploration, *AAPG Bull.*, 66(6), 708–718.
- [6] Collot, J.-Y., Charvis, P., Gutscher, M. A., and Operto, S., (2002). Exploring the Ecuador-Colombia active margin and inter-plate seismogenic zone, *Eos Trans. AGU*, 83(17), 189– 190.

- [7] Collot, J.-Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, M., Agudelo, W., Charvis, P., Graindorge, D., Gutscher, M.-A., and Spence, G., (2004). Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador–southwest Colombia margin. *J. Geophys. Res.*, 109(B11103), doi: 10.1029/2004JB003060.
- [8] Collot, J.-Y., Agudelo, W., Ribodetti, A., and Marcaillou, B., (2008). Origin of a crustal splay fault and its relation to the seismogenic zone and interplating at the erosional north Ecuador-south Colombia oceanic margin. *J. Geophys. Res.*, 113(B12101), doi: 10.1029/2008JB005691.
- [9] Collot, J.-Y., Michaud, F., Legonidec, Y., Calahorrano, A., Sage, F., Alvarado, A., and scientific and technical people from INOCAR, (2005). Mapas del margen continental centro y sur de Ecuador: Batimetría, relieve, reflectividad acústica e interpretación geológica, Publicación IOA - CVM - 04 - POST.
- [10] Cummins, P.R., Hori, T., and Kaneda, Y., (2002). Splay fault and megathrust earthquake slip in the Nankai Trough. *Earth Planets Space*, 53, 243–248.
- [11] Das, S., and Aki, K., (1977). Fault planes with barriers: A versatile earthquakes model. *J Geophys. Res.*, 82, 5658–5670.

- [12] Goosens, P.J., and Rose, W.I., (1973). Chemical composition and age determination of tholeitic rocks in the basic igneous complex, Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 1043–1052.
- [13] Grilli, S., Ioualalen, M., Asavanant, J., Shi, F., Kirby, J.T., and Watts, P., (2007). Source constraints and model simulation of the December 26, 2004 Indian Ocean tsunami. *J. Water, Port, Coast, and Oc. Engrg.*, ASCE. 133(6), 414–428.
- [14] Gutscher, M.A., Malavieille, J., Lallemand, S., and 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.
- [15] Herd, D.G., Youd, T.L., Meyer, H., Arango C., J.L., Person, W.J. and Mendoza, C., (1981). The Great Tumaco, Colombia Earthquake of 12 December 1979. *Science*, 211, 441–445.
- [16] Ioualalen, M., (2009). Sensitivity tests on relations between the tsunami signal and seismic rupture characteristics; the 26 December 2004 Indian Ocean event case study. *Environ. Model. Softw.*, 24, 1354-1362, doi: 10.1016/j.envsoft.2007.07.007.
- [17] Ioualalen, M., Asavanant, J., Kaewbanjak, N., Grilli, S.T., Kirby, J.T, and Watts, P., (2007). Modeling of the 26th December 2004 Indian

- Ocean tsunami: Case study of impact in Thailand. *J. Geophys. Res./Oceans*, 112, C07024, doi:10.1029/2006JC003850.
- [18] Ioualalen, M., Migeon, S., and Sardou, O., (2010). Landslide tsunami vulnerability in the Ligurian Sea: Case study of the October 16th 1979 Nice airport submarine landslide and of identified geological mass failures. *Geophys. J. Int.*, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04572.x.
- [19] Kanamori, H., and Given, J.W., (1981). Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake-source parameters. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 27, 8–31, doi: 10.1016/0031-9201(81)90083-2.
- [20] Kanamori, H., and McNally, K.C., (1982). Variable Rupture Mode of the Subduction Zone along the Ecuador-Colombia Coast. *Bull. Seis. Soc. Am*, 72(4), 1241–1253.
- [21] Kelleher, J., (1972). Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *J. Geophys. Res.*, 77, 2087–2103.
- [22] Kennedy, A.B., Chen, Q., Kirby, J.T, and Dalrymple, A.R., (2000). Boussinesq modeling of wave transformation, breaking, and run-up. I: 1D. *J. Waterw. Port Coastal Oceanic Eng.*, 126(1), 39–47.
- [23] Lebras, M., Me´gard F., Dupuy, C., and Dostal, J., (1987). Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and

Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99, 569–578.

- [24] Mendoza, C., and Dewey, J.W., (1984). Seismicity Associated with the Great Colombia- Ecuador Earthquakes of 1942, 1958 and 1979: Implications for Barrier Models of Earthquake Rupture. *Bull. Seis. Soc. Am*, 74(2), 577–593.
- [25] Okada, Y., (1985) Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seis. Soc. Am.* 75(4), 1135–1154.
- [26] Park, J.O, Tsuru, T., Kodaira, S., Cummins, P.R., and Kaneda, Y., (2002). Splay fault branching along the Nankai subduction zone. *Science*, 197, 1157–1160.
- [27] Park, J.-O., Tsuru, T., Kodaira, S., Nakanishi, A., Miura, S., Kaneda, Y., and Kono, Y., (2000). Out-of-sequence thrust faults developed in the co-seismic slip zone of the 1946 Nankai earthquake ($M_w = 8.2$) off Shikoku, southwest Japan. *Geophys. Res. Lett.*, 27(7), 1033–1036, doi: 10.1029/1999GL008443.
- [28] Pontoise, B., and Monfret, T., (2004). Shallow seismogenic zone detected from an offshore-onshore temporary seismic network in the Esmeraldas area (northern Ecuador). *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5(2), 1525–2027.

- [29] Rudolph, E., and Szirtes, S., (1991). El terremoto Colombiano del 31 de Enero de 1906. Traducción al español de la Universidad del Valle, Cali-Colombia. Publicaciones Ocasionales del OSSO #1. 1991 5–10.
- [30] Soloviev, S.L., and Go, C., (1975). Catalogue of Tsunamis on the Eastern Shore of the Pacific Ocean. *Academy of Science of the USSR, Nauka Publishing House*, Moscow, Translated from Russian to English by Canadian Institute for Science and Technical Information, No. 5078, National Research Council, Ottawa, Canada, 1984, 293 pp.
- [31] Swenson, J.L., and Beck, S.L., (1996). Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru Subduction Earthquakes, and Earthquake Cycles along Colombia-Ecuador and Peru Subduction Segments. *Pure and Appl. Geophys.*, 146, 0033-4553/96/010067.
- [32] Vrolijk, P., (1990). On the mechanical role of smectite in subduction zones. *Geology*, 18, 703–707.
- [33] Wei, G., and Kirby, J.T., (1995) Time-dependent numerical code for extended Boussinesq equations. *J. Wtrwy, Port, Coast, and Oc. Engrg.*, ASCE, 121(5), 251–261.
- [34] Wei, G., Kirby, J. T., Grilli, S.T., and Subramanya, R., (1995). A fully nonlinear Boussinesq model for free surface waves. Part 1: Highly nonlinear unsteady waves. *J. Fluid Mech.*, 294, 71–92.

- [35] White, S.M., Trenkamp, R., and Kellog J.N., (2003). Recent Crustal Deformation and the Earthquake Cycle along the Ecuador-Colombia Subduction Zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 216, 231–242.
- [36] 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, Releive, Reflectividad Acústica e Interpretación Geológica, INOCAR, IOA-CVM-03-Post, Quito, Ecuador, 2006.