



ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL

Facultad de Ingeniería Marítima y Ciencias del Mar

“Análisis de Riesgo por Tsunamis en la Ciudad de Esmeraldas”

TESIS DE GRADO

Previa la obtención del título de:

OCEANÓGRAFO

Presentada por:

Patricia Arreaga Vargas

DIRECTOR

Ing. José Chang Gómez

GUAYAQUIL – ECUADOR

AÑO

2004

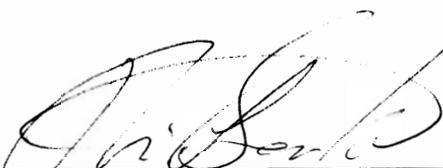
TRIBUNAL DE GRADUACIÓN



Ing. Eduardo Cervantes Bernabé
Presidente del Tribunal



MSc. José Chang Gómez
DIRECTOR DE TESIS



Phd. José Luís Santos Dávila
Miembro Principal

AGRADECIMIENTOS

A *DIOS*, que nunca me abandonó durante el desarrollo de esta tesis

A José Chang, por su dirección

A Modesto Ortiz Figueroa del CICESE por su dirección, enseñanzas, aclarar

mis dudas y apoyo incondicional

Al Instituto Oceanográfico de la Armada del Ecuador por la oportunidad de desarrollar un interesante trabajo.

A mis compañeros de trabajo, en especial a Miguel Suárez; por desarrollar sus labores con eficacia, ya que la recopilación de la información para esta tesis, representa el constante y dedicado trabajo que por años han venido desarrollando

A mis compañeros y compañeras de Ciencias del Mar y amigos por su apoyo en el desarrollo de esta tesis

A mi familia por su paciencia y tolerancia

A mi madre y a mi hija por sus constantes alientos y amor

DECLARACIÓN EXPRESA

"La responsabilidad por los hechos, ideas y doctrinas expuestos en esta Tesis de Grado, me corresponden exclusivamente; y, el patrimonio intelectual de la misma, a la ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL".

(Reglamento de Exámenes y Títulos profesionales de la ESPOL)



Patricia Arreaga Vargas

RESUMEN

La presente investigación consiste en estudiar la acción destructiva de los tsunamis o maremotos y determinar que medidas preventivas pueden tomarse en las costas esmeraldeñas, teniendo como punto focal la ciudad de Esmeraldas. Esmeraldas es uno de los cuatro puertos comerciales principales del Ecuador, y al inicio del siglo XX fue fuertemente afectada por varios tsunamis generados frente a sus costas.

En el primer capítulo se describe de manera bastante clara lo que son los tsunamis o maremotos con la finalidad de aportar con los conocimientos básicos que se deben tener en lo que respecta al evento.

En el capítulo siguiente se describe la ubicación geográfica y características generales del área de estudio. Se determina de manera general la importancia económica del puerto dentro del entorno social en el que se desenvuelve el país.

El capítulo tercero describe de manera muy específica información del área de estudio y la metodología para el desarrollo del mapa de riesgo por inundación. Escenarios sísmicos de la región fueron usados para el modelamiento, a partir de la determinación de los parámetros de falla necesarios en la generación de las condiciones iniciales de los tsunamis eventuales tomando como referencia los eventos sísmicos producidos en 1906, 1942, 1958 y 1979.

Finalmente se realiza una evaluación de los resultados de la simulación y análisis de la vulnerabilidad que tiene la ciudad de Esmeraldas. Como producto de este estudio se obtiene un mapa de inundación que se anexa al presente documento.

En conclusión se puede indicar que la ciudad de Esmeraldas es una ciudad de alto riesgo tsunamigénico y que el aporte de este estudio servirá de contingente en la elaboración de planes de emergencia para esta ciudad. Que un pequeño paso se ha dado, pero que es necesario mantener una cultura de prevención que permita llegar de mejor manera con los resultados obtenidos en este estudio.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN.....	II
ÍNDICE GENERAL.....	IV
ÍNDICE DE FIGURAS.....	VII
ÍNDICE DE TABLAS.....	XIII
ÍNDICE DE ANEXOS	XVII
INTRODUCCIÓN.....	1
1. CONOCIMIENTOS BÁSICOS SOBRE TSUNAMIS O MAREMOTOS	10
1.1. Origen y generación	10
1.2. Características generales	32
1.3. Propagación	60
2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL AREA DE ESTUDIO	75
2.1. Ubicación geográfica de la región	75
2.2. Descripción física de la zona	77
2.3 Aspectos socioeconómicos de la población	82
3. METODOLOGIA	109
3.1 Revisión de la información existente.....	109
3.1.1 Características oceanográficas e hidrográficas.....	109
3.1.1.1. Olas	110

3.1.1.2. Corrientes.....	118
3.1.1.3. Mareas.....	130
3.1.1.4. Masas de agua.....	132
3.1.1.5. Nivel del mar.....	135
3.1.2 Condiciones Geológicas, Morfológicas, Tectónicas y Geofísicas.....	137
3.1.2.1 Sedimentos de fondo.....	138
3.1.2.2 Sedimentos de fondo.....	144
3.1.2.3 La Tectónica de Placas.....	148
3.1.3 Meteorología e Hidrología.....	161
3.1.3.1 Vientos.....	161
3.1.3.2 Precipitación.....	165
3.1.3.3 Temperatura Superficial del mar.....	168
3.1.3.4 Temperatura Superficial del aire.....	170
3.1.3.5 Sistemas Hidrológicos.....	174
3.2 Manejo y tratamiento de información.....	176
3.2.1 Base teórica.....	177
3.2.1.1 El modelo de Aguas Someras.....	177
3.2.1.1.1 Ecuaciones primitivas.....	177
3.2.1.1.2 Ecuaciones de aguas someras integradas en la vertical.....	179
3.2.1.2 Integración numérica del modelo de Aguas Someras....	186

3.2.1.2.1 Modelo de Aguas Someras en diferencias . finitas.....	186
3.2.1.3 Dispersión de onda y el número de Imamura.....	189
3.2.1.4 Esquema de diferencias finitas centrales en coordenadas esféricas	191
3.2.2 Área de estudio.....	192
3.2.2.1 Generación y Anidación de mallas o grillas.....	193
3.2.2.2 Condición inicial del tsunami.....	198
3.3 Aplicación de Modelos.....	204
3.3.1 Simulación Numérica.....	204
3.3.1.1 Ecuaciones que gobiernan la propagación de tsunamis.	205
3.3.1.2 Condición Inicial.....	207
3.3.1.3 Descripción del modelo de propagación de tsunamis.....	208
	220
4. RESULTADOS	
4.1. Evaluación de Resultados.....	220
4.1.1. Ruta de propagación del tsunami	221
4.1.2. Altura de ola en la costa, run-up y tiempo de arribo de primera ola.....	222
4.2. Correlación de parámetros.....	229
4.3. Determinación de zonas de riesgo.....	233

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	249
BIBLIOGRAFÍA	255
GLOSARIO DE TÉRMINOS	266

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pag.
1.1	Distribución de los recientes Tsunamis en el Pacífico..... 11
1.2	Tsunami palabra de origen japonés..... 12
1.3	Dislocaciones en el fondo del mar producidas por sismos... 17
1.4	Las erupciones volcánicas submarinas son responsables del 3% de ocurrencia de tsunamis..... 17
1.5	Los deslizamientos en el talud continental constituyen el 0.8% de ocurrencia de los tsunamis, menos frecuentes..... 22
1.6	Superior: Comparación esquemática de los sistemas acoplado y no acoplado..... 25
1.7	Relación entre M_t (magnitud del tsunami) y M_s (magnitud de la onda superficial)..... 31
1.8	Vista esquemática de las regiones fuente..... 31
1.9	Registro del mareógrafo de Miyako, Japón del sismo tsunami de Chile de 1960..... 46
1.10	Sistema de coordenadas y parámetros importante para el cálculo hidrodinámico de tsunamis..... 48
1.11	Diagrama de Refracción para el Tsunami de 1960 en Chile 63
2.1	Ubicación de Area de Estudio..... 76
2.2	La costa es de acantilados relativamente altos (aproximadamente 50 metros) inestables, de rocas

	blandas, meteorizadas (lutitas, limolitas arenosas).....	80
2.3	Sistema regional de agua potable de Esmeraldas.....	88
3.1	Ubicación de Estaciones para medir Corrientes y Olas	111
3.2	Oleaje proveniente del Suroeste. INOCAR 2001.....	114
3.3a	Promedios diarios de olas frente a Punta Gorda – Esmeraldas.....	115
3.3b	Histograma de altura de olas frente a Punta Gorda - Esmeraldas (25/07/2001 – 25/10/201). INOCAR 2001.....	115
3.4a	Promedios diarios de períodos de olas en Punta Gorda – Esmeraldas (25/07/2001 – 25/10/201). INOCAR 2001.....	116
3.4.b	Histograma de períodos de olas en Punta Gorda – Esmeraldas (25/07/2001 – 25/10/201). INOCAR 2001.....	116
3.5	Serie de Esmeraldas, extrapolada a partir de los datos de Salinas y Jaramijó.	117
3.6	Olas extremas en Esmeraldas. Los valores obtenidos son: 2.10m, 2.42m,2.59 y 2.97m para 1, 5, 10 y 50 años.	117
3.7	Area de mediciones de corrientes.....	119
3.8	Dirección de las corrientes superficiales, frente a las instalaciones del Puerto de Esmeraldas.....	123
3.9	Dirección de las corrientes subsuperficiales, frente a las instalaciones del Puerto de Esmeraldas.....	123

3.10	Dirección de las corrientes superficiales, en el interior y fuera de las instalaciones del Puerto de Esmeraldas.....	124
3.11	Dirección de las corrientes subsuperficiales, en el interior y fuera de las instalaciones del Puerto de Esmeraldas.....	124
3.12	Dirección de las corrientes superficiales, en el interior y fuera de las instalaciones del Puerto de Esmeraldas.....	125
3.13	Dirección de las corrientes subsuperficiales, en el interior de las instalaciones del Puerto de Esmeraldas.....	125
3.14	Dirección de las corrientes superficiales, en los alrededores del Puerto de Esmeraldas.....	126
3.15	Dirección de las corrientes subsuperficiales, en los alrededores del Puerto de Esmeraldas.....	126
3.16	Perfiles de Corrientes.....	129
3.17	Perfiles de Corrientes.....	129
3.18	Mareograma de Esmeraldas correspondiente a 1979.....	131
3.19	Registro del nivel del mar en el Puerto de Esmeraldas – año 2000.....	131
3.20	Distribución de masas de agua en el Pacífico Tropical Oriental.....	134
3.21	Datos de nivel medio del mar correspondiente para el Puerto de Esmeraldas.....	136
3.22	Mapa de distribución y tipo de sedimentos predominantes	

	en el Puerto Comercial y zonas adyacentes del Puerto de Esmeraldas.....	147
3.23	Limite Geodinámico	151
3.24a	Sismicidad registrada en la costa ecuatoriana por la RENSIG desde 1991 hasta 1999.....	152
3.24b	Epicentros de los principales sismos registrados en la costa centro-norte.....	153
3.25	Segmentos o patrones observados por los grandes terremotos en la margen Sudamericana.....	158
3.26	Representación de las zonas de fractura durante los sismos de 1906, 1942, 1958 y 1979	159
3.27	Representación esquemática de los ciclos y longitudes de ruptura (proyección N –S) en la zona de subducción colombo – ecuatoriana	160
3.28	Rosa de los vientos para a) Estación húmeda y b) Estación seca,1975-2003.....	163
3.29	Promedios mensuales de precipitación (1975 – 2003).....	167
3.30	Promedios mensuales de precipitación (1975 – 2003).....	172
3.31	Promedios mensuales de temperatura del aire.....	172
3.32	Temperaturas del aire y del mar, 1979 – 2003.....	173
3.33	Sistemas Hidrológicos principales de la Provincia de Esmeraldas.....	175

3.34	Áreas de ruptura de los sismos superficiales en la región Ecuador - Colombia.....	180
3.35	Esquema de diferencias finitas centrales en una dimensión y en tiempo.....	186
3.36	Esquema de diferencias finitas centrales en coordenadas esféricas.....	191
3.37	Malla de mayor resolución o dom_e.....	201
3.38	Malla exterior, menor resolución o dom_a.....	201
3.39	Representación de los parámetros empleados en el modelo de dislocación de Mansinha y Smylie (1971).....	202
3.40	Campo de deformación vertical de la superficie producto de una falla inversa	203
3.41	Tsunami del 12 de Diciembre de 1979	214
3.42	Proyección de las superficies de los planos de falla	216
3.43	Condición Inicial del tsunami	217
4.1	Tsunamis sintéticos en el mareógrafo del Puerto de Esmeraldas.	225
4.2	Tsunami sintético generado por el modelo de dislocación 4 en diferentes puntos del área de estudio.....	226
4.3	Mapa de inundación calculado para Esmeraldas resultado del modelo de dislocación 4 erando un escenario con	

	marea alta.	228
4.4	Áreas de inundación determinadas por el Municipio de la Ciudad de Esmeraldas.	245
4.5	Copia reducida del mapa de inundación de Esmeraldas ..	248

ÍNDICE DE TABLAS

		Pag.
I	Escala de Magnitud del tsunami (según IMAMURA).....	40
II	Escala de Magnitud Richter vs Efectos del terremoto.....	40
III	Escala de Sieberg- Ambraseys.....	41
IV	Escala M.S.K. (Propuesta en 1964 por <u>Medveder</u> , <u>Sponhever</u> y <u>Kamik</u>).....	41
V	Escala modificada de Mercalli	43
VI	Escala modificada de Sieberg	45
VII	Tsunami locales y regionales recientes.....	56
VIII	Tabla de mayores Tele Tsunamis en el Pacífico.....	58
IX	Población en el Cantón Esmeraldas de acuerdo a Censo año 2001.....	83
X	Unidades de Proceso de la Refinería de Esmeraldas.....	93
XI	Producción de Refinería Esmeraldas durante el año 2000....	95
XII	Carga (TM) y naves movilizadas por el puerto de Esmeraldas.....	98
XIII	Buques atendidos a partir de 1996 por el puerto de Esmeraldas.....	99
XIV	Buques atendidos a partir de 1996 por el puerto de Esmeraldas.....	100
XV	Principales Productos de Exportación en el Puerto de	

	Esmeraldas	101
XVI	Principales Productos de Importación del Puerto de Esmeraldas	102
XVII	Carga Movilizada en Importaciones en el Puerto de Esmeraldas.....	103
XVIII	Carga Movilizada en Importaciones en el Puerto de Esmeraldas.....	104
XIX	Velocidades máximas y promedios calculadas a partir de los flotadores superficiales (S) y subsuperficiales frente a las instalaciones del Puerto de Esmeraldas.....	121
XX	Velocidades máximas y promedios obtenidas de los perfiles de corrientes en dos estaciones próximas al Puerto de Esmeraldas.....	128
XXI	Coordenadas de las estaciones de muestreo y profundidad aproximada.....	140
XXII	Porcentajes de las fracciones que conforman los sedimentos y su textura.	141
XXIII	Análisis de sedimentos en suspensión resultantes en muestras de agua.....	142
XXIV	Análisis de sedimentos en suspensión resultantes en muestras de agua.	143
XXV	Suma de los valores promedios de las cargas de	

	sedimentos en suspensión.....	145
XXVI	Dirección de los vientos en % medidas en el Puerto de Esmeraldas a (10 m sobre el nivel del mar) durante el período 1975 –2003.....	164
XXVII	Promedio mensual de velocidad de vientos en el Puerto de Esmeraldas 1975 –2003.....	164
XXVIII	Promedios mensuales y acumulado anual de precipitaciones en el Puerto de Esmeraldas,1975-2003	166
XXIX	Medias mensuales y anuales de temperatura media superficial del mar (°C) en Esmeraldas, 1975 –2003	- 169
XXX	Medias mensuales y anuales de temperatura superficial del aire (°C). Esmeraldas 1975 – 2003.....	- 171
XXXI	Parámetros de los modelos de dislocación usados para estimar la deformación vertical del suelo marino en el área de estudio.....	215
XXXII	Tiempo de arribo y altura del primer máximo y del nivel del mar máximo en la localización del mareógrafo.....	224
XXXIII	Tiempo de llegada y altura del primer máximo, y del nivel del agua máximo.....	224
XXXIV	Sismicidad en el Ecuador en el período 1963-1987.....	237
XXXV	Resultados de la fórmula de Yamaguchi en el área de estudio determinados por Espinoza en 1992.....	240

XXXVI Deslizamientos calculados para los diferentes segmentos de
la zona de subducción..... 241

ÍNDICE DE ANEXOS

	Pag.
ANEXO I: Propagación del tsunami en la malla exterior o menor resolución.....	I -1
ANEXO II: Área de la corteza terrestre que se disloca en el fondo del mar en cada evento simulado.....	II-1
ANEXO III: Ruta de propalación del tunami en el área de interior o malla interior de mayor resolución.....	III-1
ANEXO IV: Salidas del modelo para diferentes escenarios sísmicos.	IV-1

INTRODUCCIÓN

La ubicación de Esmeraldas y todo el Ecuador es un marco geodinámico complejo debido a la interacción de al menos dos placas tectónicas: la Placa Nazca y la Placa Sudamericana ha caracterizado la historia sísmica tsunamigénica del país. En este sentido, el proceso de subducción de la mencionada Placa Nazca bajo la Placa Sudamericana ha generado uno de los sismos que generó uno de los más grandes tsunamis registrados en el país, tal es el caso del sismo ocurrido en enero de 1906 considerado como el quinto en liberación de energía en el siglo que terminó. Parte de la zona involucrada en esta ruptura fue nuevamente afectada por otros sismos menores pero igualmente importantes y generadores de tsunamis.

En las costas de Ecuador se han originado seis eventos sísmicos a partir del año 1906. La región fronteriza (área de estudio) de Ecuador—Colombia es la de mayor actividad tsunamigénica para ambos países, puesto que, para el Ecuador, han ocurrido cuatro de los seis eventos tsunamigénicos en el siglo pasado. Los tsunamis frente a las costas esmeraldeñas ocurrieron en los años 1.906, 1942, 1.958 y 1.979; otras regiones en el Ecuador afectadas por tsunamis, han sido Bahía de Santa Elena en 1933 y la frontera Ecuador-Perú en 1953. De estas tres zonas, es la de Esmeraldas donde se producen los

en 1953. De estas tres zonas, es la de Esmeraldas donde se producen los sismos más fuertes. El primero de ellos fue el 31 de enero de 1906 (M_w 8.8; Kanamori and McNally, 1982); posteriormente ocurrieron los sismos del 14 de mayo de 1942 ($M_w > 7$; Kelleher, 1972) y del 19 de enero de 1958 (M_w 7.7; Kanamori and McNally, 1982) y por último el 12 de diciembre de 1979 (M_w 8.2).

Debido al escaso o ningún desarrollo de la costa ecuatoriana en la primera mitad del siglo pasado en la que no existieron poblaciones ni infraestructuras de importancia, en la actualidad no se cuenta con evidencias físicas o históricas de los efectos de las olas o de las características físicas con que se presentaron fenómenos tan fuertes como el de 1906. Sin embargo, de las diferentes fuentes y publicaciones especializadas, se ha logrado reunir la siguiente información:

31 de Enero de 1.906.- Este día, a las 15h36 ocurrió un fuerte sismo en las coordenadas $1^\circ N$ y $81.5^\circ W$ con magnitud $M_s=8.6$, el sismo tuvo una profundidad de 25 Km. Catálogo CERESIS (1985). Otras fuentes dan magnitudes entre 8.7 y 8.9 (M_w 8.8; Kanamori and McNally, 1982);

El epicentro del sismo estuvo ubicado frente a las costas de Ecuador— Colombia y fue sentido en una gran área. Debido a la amplia extensión de sus efectos y a la magnitud de los mismos; basados en la información que se tiene, existen ciertas afirmaciones y apreciaciones que se las consideran contradictorias y polémicas. Uno de los estudios que mejor detalla este

sismo—tsunami es el de Rudolph & Szirtes.

Según E. Rudolph, (1911), la región sacudida verticalmente comprende desde Bahía de Caráquez, al sur, hasta Guaipi y la desembocadura del Río Timbiquí en el norte, es decir en una extensión de por lo menos 450 Km; mientras que otros autores determinaron una longitud de ruptura de aproximadamente 500 km, desde Manta (0.59 °S) hasta Buenaventura (3.54 °N), (Kelleher, 1972). Hacia el interior del continente se que en Quito el movimiento fue completamente horizontal, deduciendo como hecho importante que la región más estremecida tenía una extensión marcadamente longitudinal comprendida entre el océano y la Cordillera Occidental de Ecuador y Colombia.

El área estremecida tuvo una dirección N-S en una extensión de 1200 km limitada entre Guayaquil y Medellín, hacia el interior del continente el ancho mayor del área fue de 350 km en la latitud de Bogotá. La superficie total del área estremecida fue estimada en unos 300.000 km² aproximadamente.

El terremoto originó un tsunami el cual, según otros autores, llegó media hora después a Tumaco y a las poblaciones cercanas, una segunda ola arribó a los 20 minutos y luego una tercera; aproximadamente durante cuatro horas se observaron olas largas en Tumaco (S.L. Soloviev (1.964). La altura del run-up fue de 2.0 a 5.9 m. (Lockridge, 1984), valores calculados de la intensidad del tsunami.

No obstante que el tsunami llegó con la marea baja, arrasó con todas las viviendas asentadas cerca de la playa en la Bahía de Tumaco. Se cree que murieron entre 500 a 1.500 personas por causa del tsunami (Soloviev and Go, 1984). En La Tola, más de 23 viviendas fueron destruidas. En Esmeraldas el río se salió de su cauce inundando las zonas bajas de la población. El tsunami fue observado en Bahía de Caráquez donde el mar se elevó de 60 a 100 cm en 20 minutos. Los fondeaderos desde Manta a Buenaventura perdieron por lo menos 2 m. de profundidad; algunos cambios se reportaron en el Canal del Río Esmeraldas. El tsunami fue registrado en otros lugares del Pacífico. Algunos autores indican que fuertes oscilaciones tipo seiches, se registraron en las costas atlánticas de Colombia. (Soloviev 1984).

Para E. Rudolph (1911) los efectos del sismo-tsunami en el mar, se observaron durante períodos que tuvieron diferentes períodos de duración en cada sitio. En Tumaco hubo cambios en el comportamiento normal de las mareas durante 14 días, en Esmeraldas se presentó una pleamar cada dos horas, en Bahía de Caráquez la pleamar duró hasta las 21h00 del día 31 de enero, mientras que Manta no reportó ninguna marejada; lo cual se considera una observación errónea de acuerdo al autor. En Esmeraldas se observaron seis olas; de acuerdo al autor, esta última información fundamentada probablemente en una confusión entre el número de olas grandes que siguieron inmediatamente después del sismo y aquellas

alteraciones en el nivel del mar causadas por el mismo las cuales permanecieron por algún tiempo a lo largo de toda la costa afectada por el tsunami.

Después del sismo del 31 de enero, se sucedieron algunas réplicas aunque en pequeño número. En Esmeraldas se contaron 25 sacudidas hasta el 8 de febrero, luego la actividad fue disminuyendo; posteriormente, el 18 de marzo se sintió una sacudida intensa y finalmente la última se sintió el 23 de marzo. La estación sismográfica de Quito registró actividad sísmica hasta el 1 de abril. De todas las réplicas la del 2 de febrero de aquel año a las 16h55 min. fue la más fuerte y extensa asemejándose al sismo principal.

Posteriormente, al norte del Ecuador, y entre Ecuador y Colombia, ocurrió el sismo del **14 de mayo de 1942** ($M_w > 7$; Kelleher, 1972). Se conoce que un reporte de prensa menciona que la Isla Gorgona en la Bahía de Buenaventura fue inundada por una enorme ola después del sismo de 1942. Sin embargo, no se encontró evidencia de tsunami en el mareograma de Buenaventura (Soloviev and GO, 1975).

En la región antes mencionada (región fronteriza de Ecuador - Colombia) el **19 de enero de 1958** ocurrió un fuerte sismo a las 14h07min26s. Su epicentro fue ubicado en las coordenadas 1.37°N y 79.34°W con magnitud $M_s=7.6$ y profundidad focal de 60 Km., Catálogo CERESIS (1.965); otras

fuentes dan magnitudes de 7.5 y 7.6 en las coordenadas 1.5°N y 79.5°W, M_w 7 (Kanamori and McNally, 1982)

El 30% de Esmeraldas (Soloviev 1984) fue destruida, murieron 11 personas y 45 fueron afectadas como resultado del sismo.

El sismo originó un tsunami haciendo que una embarcación casi se hundiera frente a Esmeraldas, se reportaron 4 muertos por efectos del maremoto. La altura del run-up fue de 2.0 a 5.9 m., Lockridge (1984). Soloviev (1984), indica que las olas ocasionaron daños en Tumaco y Guayaquil. Con relación al último dato es posible que se refirió al Golfo de Guayaquil, no es posible pensar que las olas ocasionaran daños en esta región, mucho menos en la ciudad de Guayaquil debido a su ubicación en la parte superior del Estuario del Río Guayas, pero si es fácilmente comprensible que hayan afectado en forma severa la costa norte de la Provincia de Esmeraldas.

La región al NE del área de ruptura del sismo de 1958 que aparentemente rompió en 1906 fue considerada por Kelleher (1972), como una región de alto riesgo sísmico. Siete años después de las observaciones de Kelleher, y 73 años después del sismo de 1906, ocurrió el sismo-tsunami del 12 de diciembre de 1979 (M_w 8.2) con longitud de ruptura estimada entre 180 km y 230 km (Kanamori and McNally, 1982; Beck and Ruff, 1984). Este sismo llenó aparentemente la brecha sísmica restante entre 1958 y 1906. De acuerdo a la descripción de Herd et al., (1981), y de Soloviev y Go (1975),.

Se conoce que el 12 de diciembre se produjo un fuerte sismo de magnitud 7.9 Richter a las 07h59m3s. Sus coordenadas fueron 1.6°N y 79.4°W con una profundidad de 33 Km., K. Iida (1.984).

El tsunami afectó a 15 aldeas de pescadores en la región costera desde Tumaco hasta Buenaventura e inundó completamente a 6 de estas aldeas. En suelo colombiano los efectos fueron graves. La población de Charco, estimada en 4000 personas, sufrió severos daños. Todas las casas fueron seriamente dañadas o totalmente destruidas, en primer lugar por el sismo y minutos después por olas de 4 a 5 m de altura, además se presentaron incendios de consideración por destrucción de postes de alumbrado eléctrico. La población pesquera de San Juan, ubicada en una pequeña isla, fue prácticamente barrida por 3 ó 4 olas que se presentaron 10 minutos después del sismo, la tercera ola fue la más alta (5 m.). La pequeña isla quedó reducida a una masa de arena y piedra. En Tumaco por lo menos el 10% de la población total (50.000 habitantes aproximadamente), quedó destruida. Se presentaron problemas de licuefacción, y en otros sectores e islas se observó una subsidencia de unos 50-60 cm., Pararas-Carayanis (1980).

En total seis pueblos pesqueros colombianos fueron prácticamente destruidos por los efectos combinados del sismo y del tsunami; las olas en algunos lugares alcanzaron entre 2 y 5 m. de altura, las poblaciones afectadas fueron Tumaco, El Charco, San Juan, Mosquera, Majagual y

Salahonda, todas ubicadas al sur de la costa pacífica colombiana; en esta área algunos ríos se desbordaron ocasionando daños adicionales de inundación, en algunas localidades más pequeñas el desborde de los ríos arrasaron con las viviendas.

El Tsunami fue registrado en muchos lugares del Pacífico. En Manzanillo, México, fue registrado con 50 cm. de altura; en Hilo, Hawaii, 40 cm.; Islas Johnstone, 3 cm; Islas Galápagos, 80 cm.

Los registros de marea de la ciudad de Esmeraldas para aquella fecha, muestran la presencia de 3 a 4 olas y además que en el momento del sismo-tsunami la marea se encontró en su nivel más bajo. Se deduce entonces que los efectos hubiesen sido muchos más graves si el tsunami se hubiera presentado durante la pleamar, afectando incluso a las poblaciones costeras ecuatorianas de la Provincia de Esmeraldas.

Objetivo y justificación de la tesis

En este contexto el estudio a desarrollarse se dirige a caracterizar los efectos de los tsunamis de 1906, 1942, 1958 y 1979 frente a las costas de Esmeraldas con el fin de desarrollar un mapa de riesgo por inundación mediante:

- La caracterización de los cuatro tsunamis históricos producidos frente a las costas norte, partiendo de los mecanismos de ruptura y energía liberada establecidos para dichos eventos,

- Comparar sus efectos,entre sí.

Como objetivo específico y que conlleva a la consecución de los objetivos generales se tiene:

- La aplicación de un modelo que calcula alturas y tiempo de arribo de las ondas de tsunami en el área de estudio y la generación de una carta de inundación por tsunamis en la ciudad de Esmeraldas.

El desconocimiento, la poca experiencia de enfrentar eventos oceánicos como los tsunamis, además del olvido por parte de pobladores y autoridades de los impactos que estos representan, hace notar la falta de un criterio adecuado para evaluar la alerta de tsunamis. Este hecho constituyó la motivación para la presente investigación. En el caso de Ecuador se consideran tsunamis regionales los generados en las zonas de subducción del Pacífico Oriental desde los 4° S hasta los 2° N. A los generados fuera de esta región se les considera tsunamis distantes o transoceánicos. Nuestro propósito es proporcionar una herramienta para el manejo adecuado de emergencia, en la elaboración de planes de emergencia y evacuación aplicados a los tsunamis y que pueden servir de ejemplos para otro tipo de evento natural similar.

CAPITULO 1

1. CONOCIMIENTOS BASICOS SOBRE TSUNAMIS O MAREMOTOS

1.1 Origen y generación

Un tsunami es una onda de gravedad generada por sismos submarinos u otros procesos geológicos tales como erupciones volcánicas o deslizamientos. La mayoría de los tsunamis son causados por grandes sismos superficiales y estos son distribuidos a lo largo de la zona de subducción (Figuras 1.1).

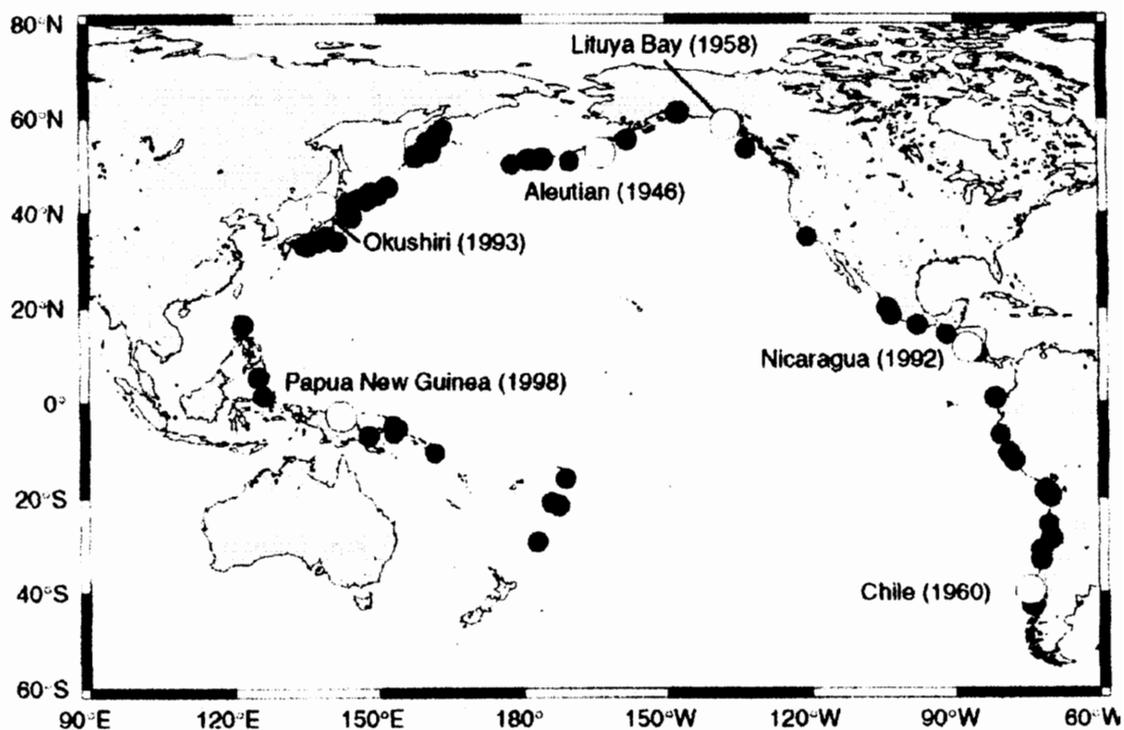


Figura 1.1. Distribución de los recientes Tsunamis en el Pacífico. Los círculos sólidos indican las fuentes de grandes tsunamis desde 1837 – 1974 (Abe, 1979). Los círculos vacíos indican los tsunamis descritos en el texto.

TSUNAMI—es una palabra de origen japonés que proviene de dos vocablos: Tsu=puerto y Nami=ola. Literalmente significa ola en puerto, fue adoptada en un Congreso de 1963; La palabra tsunami es usada para designar el fenómeno que nosotros denominamos maremoto. Figura 1.2.



Figura 1.2. Tsunami palabra de origen japonés. P. Liu, 2000

La altura del tsunami en mar abierto es usualmente pequeña, pero ésta aumenta cuando el tsunami se aproxima a las costas o puertos, causando daños e inundaciones.

Los tsunamis tienen muchos aspectos que han sido estudiados por científicos en varios campos. Su generación está relacionada a procesos geológicos. La propagación y observación son del dominio de los oceanógrafos. El comportamiento, tal como run-up sobre las playas o la resonancia en bahías, son en su mayor parte estudiados por los ingenieros de costas. Los planificadores de ciudades y de uso de tierra necesitan considerar los riesgos por tsunamis y las autoridades tienen la responsabilidad de alertar a la población, y en su caso, de ordenar la evacuación de las zonas bajas.

Antiguamente se les llamaba "marejadas", "maremotos" u "ondas sísmicas marinas", pero estos términos han ido quedando obsoletos, ya que no describen adecuadamente el fenómeno. Los dos primeros implican movimientos de marea, que es un fenómeno diferente y que tiene que ver con un desbalance oceánico provocado por la atracción gravitacional ejercida por los planetas, el sol y especialmente la luna. Las ondas sísmicas, por otra parte, implican un sismo y ya vimos que hay varias otras causas de un TSUNAMI.

1.1.1 Definiciones de Tsunami

Existen algunas definiciones de tsunamis las cuales se citan a continuación:

Tsunami es el nombre japonés para el sistema de ondas de gravedad del océano, que siguen a cualquier disturbio de la superficie libre, de escala grande y de corta duración (Van Dorm, 1965)

Tsunamis son las ondas de agua de gran longitud (con periodos en el rango de 5 a 60 minutos, o más largos), generadas, impulsivamente, por mecanismos tales como explosiones volcánicas en islas (ej.: Krakatoa, 1883); deslizamientos de tierra submarinos (ej.: Bahía de Sagame, Japón, 1933); caída de rocas a bahías o al océano (ej.: Bahía

de Lituya Alaska,1958); desplazamientos tectónicos asociados. con sismos (ej.: tsunami de Alaska, 1964) y explosiones submarinas de dispositivos nucleares, (Wiegel, 1970)

Un tsunami es una serie de ondas oceánicas generadas por un disturbio impulsivo en el océano, o en un pequeño y conectado cuerpo de agua. Definido de este modo, el término incluye ondas generadas por desplazamientos abruptos del fondo oceánico, causados por sismos, deslizamientos de tierra submarinos o de la línea de la costa, erupciones volcánicas y explosiones (Lockridge, 1985).

1.1.2 Generación de los Tsunamis

Los principales mecanismos generadores de tsunamis son las dislocaciones en el fondo del mar producidas por un sismo, de magnitud superior a 7.5 en la escala de Richter, el cual provoca súbitos levantamientos o hundimientos de la corteza con el consiguiente desplazamiento de la columna de agua. El tectonismo ocasiona el 96% de los tsunamis observados. Figura 1.3.

En gran medida, los tsunamis más destructivos se generan por sismos grandes de poca profundidad (5 km a 20 km), Éstos ocurren generalmente en las zonas de subducción

tectónica, a lo largo de los bordes de las placas. La alta sismicidad de tales regiones es causada por la colisión de las placas tectónicas. Cuando estas placas se mueven pasando una sobre la otra, causan los grandes sismos, y a su vez, este movimiento interplacas causa la deformación vertical del lecho marino. Las dislocaciones verticales repentinas sobre tales áreas grandes, deforman la superficie del océano, desplazan el agua, y generan ondas destructivas de tsunami. Las ondas pueden viajar grandes distancias desde la región de la fuente, propagando su destrucción a lo largo de su trayectoria. Por ejemplo, el gran tsunami de Chile de 1960 fue generado por un terremoto de magnitud 9.6 con una longitud de ruptura de 800 km. El tsunami fue destructivo no solamente en Chile, sino también tan lejos como Hawai, Japón y a otras partes en Pacífico. Debe ser observado que no todos los terremotos generan tsunamis. Para que un sismo genere un tsunami, es necesario que:

1. El epicentro del sismo, o una parte mayoritaria de su área de ruptura esté bajo el lecho marino y a una profundidad menor a 60 km (sismo superficial).
2. Ocurra en una zona de hundimiento de borde de placas tectónicas, es decir que la falla tenga movimiento vertical y no sea solamente de desgarre con movimiento lateral; y

3. El sismo genere una deformación vertical súbita del lecho marino..

Erupciones volcánicas submarinas que son responsables del 3% de ocurrencia de tsunamis. Figura 1.4.

Aunque relativamente no son frecuentes, las erupciones volcánicas violentas representan también las perturbaciones impulsivas, que pueden desplazar un gran volumen de agua y generar ondas de tsunamis extremadamente destructivos en el área fuente inmediata. Según este mecanismo, las ondas pueden ser generadas por la dislocación repentina del agua causada por una explosión volcánica, o más probable por una explosión freomagmática y un colapso de la cámara volcánica magmática. Uno de los tsunamis más grandes y más destructivos registrados fue generado el 26 de agosto de 1883, después de la explosión y colapso del volcán de Krakatoa (Krakatau), en Indonesia. Esta explosión generó las ondas que alcanzaron 135 pies (41.148 m), destruyeron las ciudades y las aldeas costeras a lo largo del estrecho de Sunda en las islas de Java y Sumatra, matando a 36, 417 personas. También se cree que la destrucción de la civilización de Minoan en Grecia fue causada en 1490 B.C. por la explosión del volcán de Santorin en el Mar Egeo.

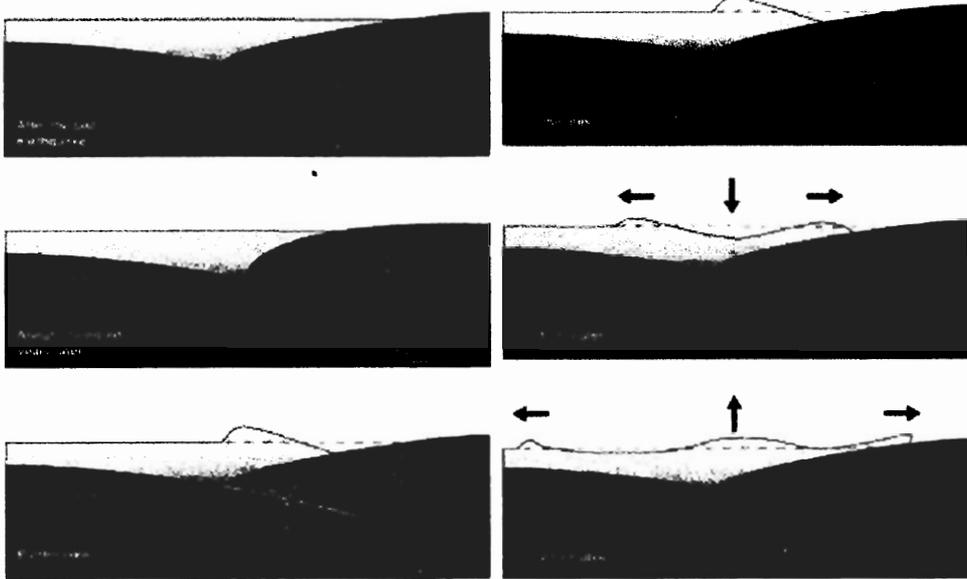


Figura 1.3. Dislocaciones en el fondo del mar producidas por sismos, que provocan súbitos levantamientos o hundimientos de la corteza con el consiguiente desplazamiento de la columna de agua y generación de tsunamis. El tectonismo ocasiona el 96% de los tsunamis observados. ITIC 1998.

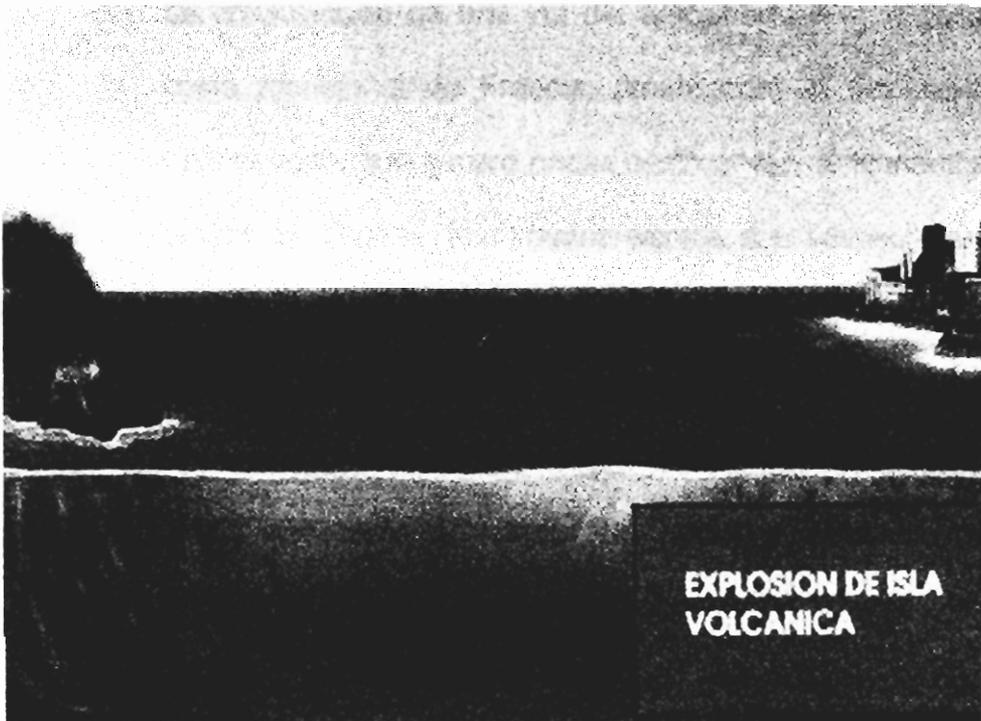


Figura 1.4. Las erupciones volcánicas submarinas son responsables del 3% de ocurrencia de tsunamis, aunque no son frecuentes, las erupciones volcánicas violentas representan también las perturbaciones impulsivas, que pueden desplazar un gran volumen de agua y generar ondas de tsunamis extremadamente destructivos en el área fuente inmediata. DHN, 2000.

Deslizamientos en el talud continental, con 0.8% de ocurrencia. Figura 1.5.

Menos frecuentes, las ondas del tsunami se pueden generar de desplazamientos del agua resultando de caídas de la roca, de glaciares y de deslizamientos repentinos submarinos o hundimientos. Tales acontecimientos pueden ser causados impulsivamente de la inestabilidad repentina de faltas y pendientes submarinas, que son algunas veces accionadas a veces por los movimientos de tierra de los fuertes sismos. Por ejemplo en los años 80, movimientos de tierra y trabajos de construcción de una vía del aeropuerto a lo largo de la costa meridional de Francia, provocaron un deslizamiento bajo el agua, que generó ondas destructivas de tsunami en el puerto de Thebes. Importantes sismos son sospechosos de causar muchos deslizamientos bajo el agua, que pueden contribuir significativamente a la generación de tsunamis. Por ejemplo, muchos científicos creen que el tsunami de 1998, que mató a millares de gente y destruyó aldeas costeras a lo largo de la costa norteña de Papua - Nueva Guinea, fue generado por un gran hundimiento de sedimentos bajo el agua, provocado por un sismo. En general, la energía de las ondas del tsunami generadas a partir de los deslizamientos o de caídas de rocas es

rápidamente disipada a medida que se alejan desde la fuente y cruzan el océano, o dentro de un cuerpo cerrado o semi-cerrado de agua tales como un lago o un fiordo. Sin embargo, debe ser notado que la más grande onda de tsunami observada en el mundo fue causada por una roca caída en la Bahía de Lituya, Alaska el 9 de julio de 1958. Provocado por un sismo a lo largo de una falla inestable, aproximadamente 40 millones de metros cúbicos de roca cayeron a la cabecera de la bahía generaron una onda, la cual alcanzó una increíble altura de ola de 520 m (1,720 pies) en el lado opuesto de la ensenada. Una enorme onda solitaria inicial de aproximadamente 180 metros (600 pies) corriendo a 160 km/hora (100 mph) dentro de la bahía desembarcando árboles a lo largo de su paso. Sin embargo, la energía del tsunami y la altura disminuyó rápidamente a medida que se alejó del área fuente y una vez en el océano abierto, fue registrado apenas por las estaciones mareográficas.

Afortunadamente, para la humanidad, es un hecho muy raro que un meteorito o un asteroide alcancen la tierra. Ningún asteroide ha caído en la tierra dentro de la historia registrada. La mayoría de los meteoritos se desintegran mientras que alcanzan la atmósfera de la tierra. Sin embargo, los

meteoritos grandes han golpeado la superficie de la tierra en el pasado distante. Esto lo indican los grandes cráteres, que han sido encontrados en las diferentes partes de la tierra. También, es posible que un asteroide pudo haber caído en la tierra en los tiempos prehistóricos - hace unos 65 millones de años pasados durante el período cretáceo. Puesto que existe la evidencia de la caída de meteoritos y de asteroides en la tierra, debemos concluir que han caído también en los océanos y los mares de la tierra, particularmente puesto que las tres cuartas partes de nuestro planeta son cubiertas por el agua. La caída de meteoritos o de asteroides en los océanos de la tierra tiene el potencial de generar tsunamis de proporciones cataclísmicas.

Los científicos que estudiaban esta posibilidad han concluido que el impacto del asteroide moderado grande, 5-6 kilómetros de diámetro, en el centro de la gran cuenca del océano tal como el Océano Atlántico, produciría un tsunami que viajaría en todas las direcciones hacia los Montes Apalaches cubriendo las dos terceras partes de Estados Unidos. Sobre ambos lados del Atlántico, las ciudades costeras podrían ser eliminadas por aquel tsunami. Un asteroide de 5-6 kilómetros de diámetro impactando entre las Islas de Hawaii y las costas oeste de Norte América,

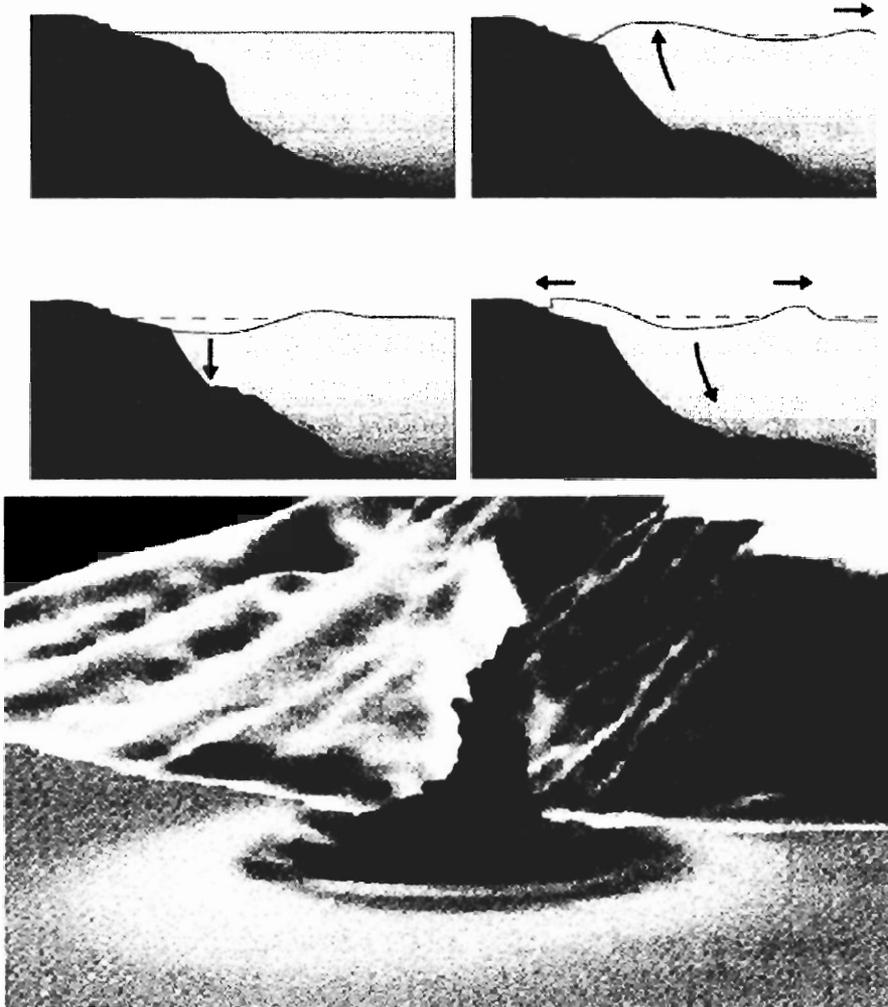


Foto 1.5. Los deslizamientos en el talud continental constituyen el 0.8% de ocurrencia de los tsunamis, menos frecuentes. Las ondas del tsunami se pueden generar de desplazamientos del agua resultando de caídas de la roca, de glaciares (inferior) y de deslizamientos repentinos submarinos o hundimientos (superior). ITIC, 2001.

1.1.2.1 Tsunamis generados por sismos: efecto de acoplamiento tierra - océano

La fuente de los sismos está localizada en la tierra elástica, mientras un tsunami viaja en el fluido oceánico. Por esto, necesitamos considerar primero el acoplamiento entre la tierra elástica y el océano. En el sistema acoplado tierra - océano, una fuente de sismos podría generar las "ondas de tsunamis" en ambas, en la tierra elástica y en el océano, y la propagación del tsunami en la capa oceánica deberá influenciar la tierra elástica. De otra manera, la tradicional aproximación desacoplada primero calcula la deformación elástica sobre el fondo del océano generado por un sismo, luego usa ésta como una condición inicial sobre el fondo del océano rígido; la onda de tsunami en el océano podría no tener influencia sobre la tierra elástica. Así veremos, que debido a la baja comprensibilidad del agua, ambas aproximaciones dan en su mayoría idénticas soluciones. En otras palabras, el acoplamiento entre la tierra elástica y el océano es extremadamente pequeño, lo cual explica por qué muy grandes sismos son necesarios para generar tsunamis observables.

Teóricamente el tratamiento de los tsunamis es similar a aquel de las ondas Rayleigh u oscilaciones esféricas. Yamashita y Sato (1974) formularon la generación del tsunami de un modelo de falla y examinó los efectos de los parámetros de falla sobre las amplitudes del tsunami. Ward (1980) y Okal (1988) extendieron la aproximación de la oscilación para resolver la generación y propagación de tsunamis en el sistema de coordenadas esféricas. Mientras Comer (1984) extendió la aproximación de la Onda Rayleigh para resolverlos en el sistema de Coordenadas Cartesianas. La curva de dispersión de la velocidad es mostrada en la Figura 1.6. Excepto a bajas frecuencias, la velocidad de fase es muy similar a aquella de la onda de gravedad, $c = \frac{\omega}{\kappa}$, indicando que el efecto de acoplamiento es despreciablemente pequeño.

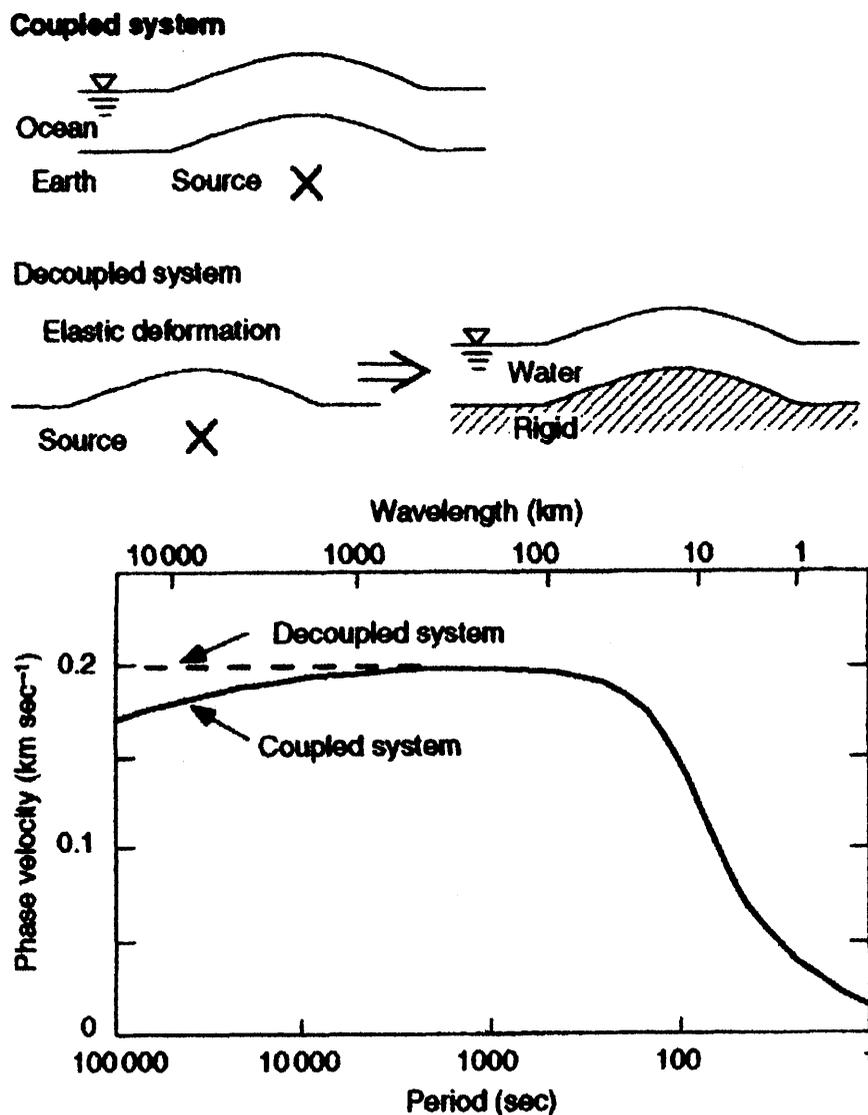


Figura 1.6. Superior: Comparación esquemática de los sistemas acoplado y no acoplado. Inferior: las curvas de dispersión para la velocidad de fase del tsunami calculada para una profundidad de 4000 m de profundidad del océano. (Reproducido con permiso de Comer, 1984)

1.1.3 El fondo del océano y el desplazamiento de la superficie del agua .

Las soluciones analíticas para las ondas de gravedad lineales generadas desde varios tipos de fuentes han sido obtenidas por varios investigadores. Kajiura (1963) generalizó las soluciones introduciendo las funciones de Green's. Él mostró que las condiciones iniciales dadas en el fondo del océano y en la superficie difieren por un factor de $1/\cosh kd$ como lo explica la teoría de aproximación de las ondas largas en aguas someras, $\cosh kd = \cosh(2\pi d / \lambda) \approx 1$ si $\lambda \gg 2\pi d$. Por lo tanto, si la longitud de onda de la deformación del fondo del océano es más grande que la profundidad del agua, puede ser asumido que el desplazamiento de la superficie del agua es la misma que el desplazamiento del fondo.

Kajiura (1970) examinó el intercambio de energía entre la tierra sólida y el agua del océano para tsunamis generados por la deformación del fondo marino considerando un tiempo finito. Él mostró que la eficiente generación del tsunami, definida como una relación de la energía dinámica del tsunami para la energía estática, se convierte muy

cercanamente a la unidad si la duración es corta comparada al tiempo requerido para que un tsunami viaje a través de su área fuente. Para un sismo con $M \sim 8$ a una profundidad del agua de 5000 m, el tamaño de la fuente es cerca de 100 km y el tiempo de viaje del tsunami sobre aquella distancia es cerca de 8 min. Si la duración es mucho más corta, e.g., 1 min. o menos, la eficiencia es mas que 0.9. Esto significa que la deformación del fondo puede ser considerada como instantánea. Si la duración es tan corta, mas corta que, $2\sqrt{d/g}$, una parte de la energía del flujo va dentro de las ondas acústicas. Para el caso anterior, este limite es 45 seg.

1.1.4 Parámetros de falla y deformación del fondo oceánico

La deformación del fondo oceánico debido a fallamiento puede ser calculada usando la teoría de dislocación elástica. El desplazamiento en un medio infinito homogéneo debido a una dislocación a lo largo de una falla está dado por el Teorema de Volterra (ver, e.g. Steketee, 1958) y las fórmulas explícitas están dadas en Okada (1958), por ejemplo. Usualmente, solamente la componente vertical del fondo del océano es considerada para la generación de tsunamis. Cuando la fuente del tsunami está sobre una pendiente empinada y el desplazamiento horizontal es grande, el

desplazamiento vertical del agua debido al desplazamiento horizontal de la pendiente debe ser considerado (Tanioka y Sataké, 1996a).

Los parámetros de falla necesarios para calcular la deformación de la superficie son la localización de la falla, geometría (rumbo, inclinación del plano de falla o echado y dislocación), tamaño (largo L y ancho W), y los desplazamientos promedio \bar{u} (o el desplazamiento -rumbo y desplazamiento - echado). El momento sísmico M_o está dado como

$$M_o = \mu \bar{u} S = \mu \bar{u} LW \quad (1)$$

Donde S es el área de falla y μ es la rigidez. La magnitud del momento está definida como

$$M_w = \frac{\log M_o - 9.1}{1.5} \quad (2)$$

Donde M_o está dado en Nm. Los efectos de los parámetros de falla sobre la generación del tsunami fueron examinados por Yamashita and Sato (1974) y más recientemente por Geist (1998).

1.1.5 Sismos tsunamis

Un "sismo tsunami" está definido como un sismo que provoca tsunamis mas grande que los esperados de sus ondas sísmicas (Kanamori, 1972). La diferencia puede ser cuantificada en términos de la magnitud de la onda superficial (M_s) y las escalas de magnitud de tsunamis (M_t); cuando M_t es mas grande que M_s en mas de 0.5 unidades, esto es llamado un sismo tsunami (Abe, 1989; ver Figura 1.7).

Varias propuestas han sido hechas para los mecanismos de generación. Kanamori (1972) indicó que la mayor diferencia entre el sismo y la onda de tsunami puede ser explicada por un lento y largo proceso de ruptura. Fukao (1979) explicó la gran excitación por deslizamiento en el prisma de acreción (accretionary wedge). Un elevado ángulo de la falla de subsidencia en el prisma podría causar un tsunami significativo, pero la contribución al momento sísmico podría ser pequeña debido a la baja rigidez. Pelayo y Wiens (1992) mostraron que las alturas de los tsunamis no fueron anormalmente grandes si las comparamos a los momentos sísmicos; la mayor diferencia entre el tsunami y M_s es debido a la saturación alrededor de 7.3 para aquellos sismos que ocurrieron en el prisma de acreción. Okal (1988), usando la teoría del modo -normal, mostró que una fuente sísmica en

una capa superficial sedimentaria puede provocar tsunamis mucho más grandes que en roca sólida por cierta geometría. Recientemente el modelamiento de la forma de onda del tsunami muestra que los parámetros de falla y localización de los sismos tsunamis contribuyen a aspectos comunes: estrechas y superficiales imperfecciones cerca del eje de la trinchera (Sataké y Tanioka, 1999; Figura 1.8). El sismo de Nicaragua de 1992 ($M_s = 7.2$, $M_s = 7.9$) fue el primer sismo tsunami registrado en un instrumento sísmico de banda ancha, y los estudios sismológicos mostraron que la duración fue muy larga para su tamaño, aproximadamente 100 segundos (Kanamori and Kikuchi, 1993). Sataké (1994) comparó el cálculo numéricamente de la forma de la onda de tsunami con los registros del mareógrafo y mostró una estrecha (~ 40 km) y superficial (extendiéndose solamente a los primeros 10 kilómetros del fondo del océano) falla fue responsable para la generación del tsunami.

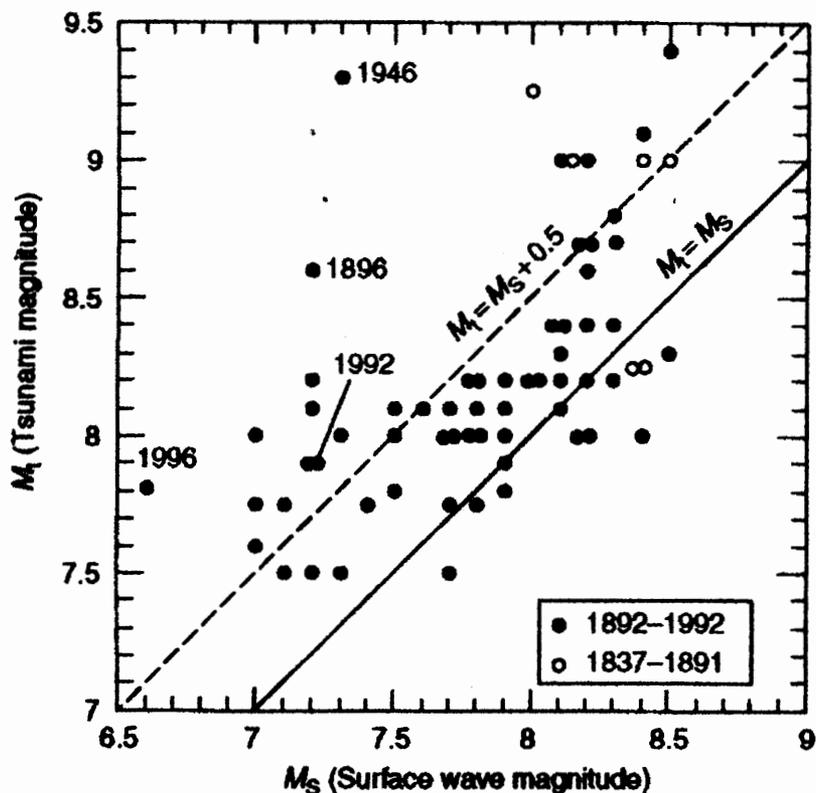


Figura 1.7. Relación entre M_t (magnitud del tsunami) y M_s (magnitud de la onda superficial). Un similar ploteo por Abe (1979) es actualizado por reemplazo con datos más recientes estimados de M_s y por la suma de datos de tsunamis desde 1979. "los sismos tsunamis" (línea cortada superior) tienen M_t mayor que M_s por más de 0.5 unidades.

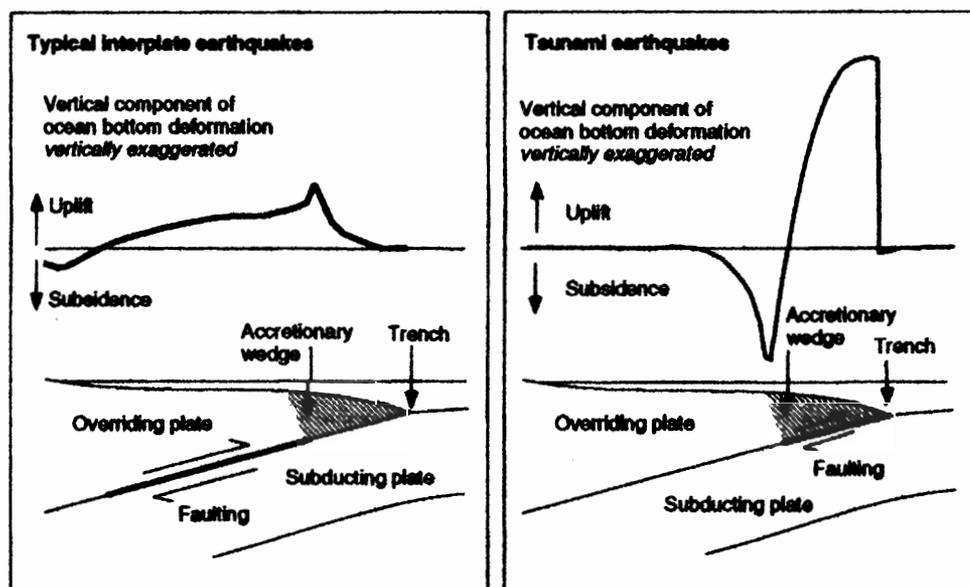


Figura 1.8. Vista esquemática de las regiones fuente (inferior) y deformación vertical sobre el fondo del océano (superior) para interplacas típica (izquierda) y sismos tsunamis (derecha). La región fuente de una típica interplaca sísmica se extiende desde 10-40 km. El fondo del océano encima de la región fuente es levantada y se convierte en la fuente del tsunami. La región fuente de un sismo tsunami es una extensión muy baja cerca del eje de la trinchera. Satake y Tanioka, 1999.

1.2 Características generales

Un tsunami viaja fuera de la región de la fuente como una serie de ondas. Su **velocidad** depende de la profundidad del agua, y por consiguiente las olas sufren aceleraciones o desaceleraciones pasando encima de un fondo del océano mas o menos profundo, respectivamente. Por este proceso la dirección de propagación de la ola cambia también, y la energía de la ola puede enfocarse o desenfocarse. En el océano profundo, las ondas del tsunami pueden viajar a velocidades de 500 a 1,000 kilómetros por hora. Cerca de la playa, sin embargo, un tsunami disminuye su velocidad a unas decenas de kilómetros por hora. La **altura** de un tsunami también depende de la profundidad del agua. Un tsunami que acaso tiene un metro de altura e el océano profundo puede crecer a decenas de metros en la playa. Contrario a las familiares olas del océano causadas por el viento que son solo una perturbación de la superficie del mar, la energía de las olas de tsunami se extiende hasta el fondo del océano. Cerca de la costa, esta energía se concentra en la dirección horizontal por una reducción de la longitud de onda debido a que la ola reduce su velocidad.

Los Tsunamis tienen períodos (el tiempo de un solo ciclo de la ola) que pueden ser entre unos minutos hasta una hora, o excepcionalmente más. En la orilla, un tsunami puede presentarse

en una ancha variedad de expresiones que dependen de tamaño y período de las olas, de la batimetría cerca de la playa y de la forma del litoral, del estado de la marea, y de otros factores. En algunos casos un tsunami puede inducir sólo una inundación relativamente benigna de áreas costeras bajas, aproximándose a la playa similar como una rápida marea creciente. En otros casos puede venir a la costa como una pared vertical de agua turbulenta que puede ser destructiva. En la mayoría de los casos hay también un decrecimiento del nivel del mar que precede de crestas de las olas del tsunami que producen un retroceso de la línea costera, a veces por un kilómetro o más. Fuertes e inusuales corrientes del océano también pueden acompañar tsunamis aún pequeños.

La destrucción por el tsunami es el resultado directo de tres factores: inundación, impacto de la ola en estructuras, y erosión. Fuertes corrientes inducidos por el tsunami han llevado a la erosión de fundaciones y el derrumbamiento de puentes y muros. La flotabilidad y las fuerzas de arrastre mueven casas y vuelcan carros del ferrocarril. Fuerzas asociadas a las olas del tsunami demuelen edificios y otras estructuras. Daños considerables también pueden ser causados por embarcaciones y vehículos que se vuelven proyectiles peligrosos que pueden chocar contra edificios, malecones y otros vehículos. Embarcaciones e instalaciones de puertos han sido dañadas por acción de la ola causada, incluso por

tsunamis de magnitud baja. Incendios que son resultado de barcos dañados en puertos o tanques de combustibles rotos y refinerías dañadas, pueden causar mayor daño que el infligido directamente por el tsunami. Otro daño secundario puede ser resultado de la polución por aguas negras y químico después de la destrucción. Daños a instalaciones de carga, descarga y almacenamiento también pueden presentar problemas peligrosos. De creciente preocupación es el efecto potencial del tsunami, cuando las aguas decrecientes aguan destapan las entradas del agua de enfriamiento de la plantas nucleares.

1.2.1 Tamaño del Tsunami: Escala de Magnitudes de los Tsunamis

Para poder describir la fuerza de un sismo y los daños que produce se han confeccionado escalas que miden la intensidad y la magnitud de los sismos.

La **intensidad** es una medida subjetiva de los efectos de los sismos sobre los suelos, personas y estructuras hechas por el hombre. No usa instrumentos sino que se basa en las observaciones y sensaciones ocasionados por el terremoto. Es útil para describir el terremoto en zonas en las que no hay sismógrafos próximos y para comparar los terremotos

antiguos. Hay más de 50 escalas distintas para medir la intensidad, pero las más conocidas son dos:

1. La **Mercalli Modificada**. Tiene 12 grados y es la más internacionalmente usada
2. La **M. K. S.** es la que se utiliza en la mayoría de los países europeos y es la oficial en España. Va del grado I al XII.

La **magnitud** es una medida objetiva de la energía de un sismo hecha con sismógrafos. La escala más conocida y usada es la de **Richter (1935)** y mide el "logaritmo de la máxima amplitud de un sismograma registrado por un instrumento estándar, a una distancia de 100 kilómetros del epicentro". Posteriormente ha sufrido correcciones, pero la idea básica sigue siendo la misma. Como la escala es logarítmica el paso de una unidad a la siguiente supone multiplicar la energía por diez.

Ambos conceptos son igualmente usados para los tsunamis, por lo que definiremos que:

Intensidad

Es un valor descriptivo de la fuerza del tsunami en un emplazamiento, medido según una escala.

Magnitud

Es una medida del tamaño de un tsunami, definida en

función de amplitudes observadas en instrumentos o en máxima inundación

Muchos son los científicos que se han dedicado a establecer escalas y establecer fórmulas que permitan obtener de manera más precisa la magnitud e intensidad del tsunami, y para cada una de estas características se han usado los parámetros más determinantes en este evento. Como a continuación se explica.

1.2.1.1 Escala Imamura-Lida, m

La tradicional escala de magnitud de tsunamis es la llamada la *Escala m* de Imamura-Lida, Aunque su definición original fue descriptiva, el valor es aproximadamente igual a:

$$m = \log_2 h \quad (3)$$

Donde h es la máxima altura del run-up en metros (Lida et al., 1967). Esta escala es similar a una escala de intensidades de terremotos, y es especialmente conveniente para viejos tsunamis cuando no existían instrumentos de medición. (tabla 1)

Hatori (1979) extendió la Escala m de Imamura-Lida

para incluir datos de campo lejano. El también consideró el efecto de distancia R y construyó un diagrama $h - \sqrt{R}$ en escala log-log. El diagrama es calibrado de tal manera que m llega a 3 cuando $h = 0.5$ y $R = 1000$ km. El valor de m incrementa una unidad cuando la energía llega a cinco veces (o la amplitud es $\sqrt{5}$ veces) más grande. Esto puede ser expresado como:

$$m = 3 + \frac{\log[(h/0.5)(R/1000)^{1/2}]}{\log \sqrt{5}} \quad (4)$$

Donde h está en metros y R está en km. Esto indica que la disminución de la altura del tsunami con distancia es $R^{1/2}$, lo cual es teóricamente predicho para ondas no dispersivas viajando a grandes distancias.

1.2.1.2 Intensidad del Tsunami

Soloviev (1970) puntualizó que la Escala m de Imamura-Lida es una escala de intensidades de terremotos mas que de magnitud. Él, también distinguió la máxima altura de tsunami h y la altura

promedio del tsunami \bar{h} . El luego definió intensidad del tsunami i como:

$$i = \log_2 (\sqrt{2} \bar{h}) \quad (5)$$

Comparando las ecuaciones (1) Y (3) sugiere que la altura promedio del tsunami está dada como $1/\sqrt{2}$ veces la altura máxima. La máxima intensidad i sobre las costas más cercanas a la fuente es usada para cuantificar la fuente del tsunami.

1.2.1.3 Magnitud M_t del Tsunami

Otra escala de magnitud es la M_t , llamada Magnitud Escala, es definida y asignada para muchos terremotos por Abe. La definición de M_t para tsunamis trans - Pacifico es (Abe, 1970)

$$M_t = \log H + C + 9.1 \quad (6)$$

Y para un tsunami regional ($100 \text{ km} < \Delta < 3500 \text{ km}$) es (Abe, 1981):

$$M_t = \log H + \log \Delta + 5.8 \quad (7)$$

Donde H es la amplitud máxima de la marea en metros, C es un factor de distancia dependiente de la

combinación de la fuente y el los puntos de observación, y Δ es la actual distancia en km. Las fórmulas de arriba fueron calibradas con la Escala Magnitud de Momento, M_w de sismos. La figura 1.7 muestra comparaciones de magnitudes de tsunamis M_t y magnitudes de ondas superficiales M_s para los más grandes sismos en el siglo pasado. Los mas pequeños valores de M_s para eventos con $M_t > 8$ podrían ser debido a la saturación de M_s cerca de 8.0 (Geller, 1976). La ecuación 7 indica que para el mismo M_t , la amplitud del tsunami H decae con $1/\Delta$, lo que es diferente de la asunción usada por la Escala m de Imamura-Lida, y podría ser válida solamente para distancias regionales.

A continuación se muestran otras escalas usadas frecuentemente para magnitud e intensidad de sismos y tsunamis.

Tabla I.- Escala de Magnitud del tsunami (según IMAMURA)

Magnitud del Tsunami (m)	Altura máxima de la ola (m)	Descripción de los daños
0	1 a 2	No se producen
1	2 a 3	Se inundan las casas. Las de madera sufren daños. botes arrastrados y lo destruidos.
2	4 a 6	Edificaciones, embarcaciones y personas son arrastradas.
3	10 a 20	Graves daños a lo largo de 400 km. de costa.
4	Más de 30	Graves daños a lo largo de más de 500 km. de costa.

Fuente: Murty, 1977

Tabla II.- Escala de Magnitud Richter vs Efectos del terremoto

Magnitud Escala Richter	Efectos del Terremoto
Menos de 3.5	Generalmente no se siente, pero es registrado.
3.5 a 5.4	A menudo se siente, pero sólo causa daños menores.
5.5 a 6.0	Ocasiona daños ligeros a edificios.
6.1 a 6.9	Puede ocasionar daños severos en áreas donde vive mucha gente.
7.0 a 7.9	Terremoto mayor. Causa graves daños.
8.0 o superior	Gran terremoto. Destrucción total a comunidades cercanas.

Fuente: <http://www.shoa.cl>

Tabla III.- Escala de Sieberg- Ambraseys

I	Imperceptible. Solo detectado por mareógrafos.
II	Ligero. Sólo se detecta en playas muy horizontales.
III	Apreciable. Se observa retirada del mar en playas muy horizontales. Daños leves en estructuras ligeras. Pequeñas embarcaciones quedan sobre la playa.
IV	Fuerte. Retirada del mar en las playas. Daños en diques. Embarcaciones quedan en tierra. Aparecen materiales flotando.
V	Muy Fuerte. Daños en estructuras cercanas a la costa. Destrucción de estructuras ligeras. Daños en puertos. Huida de gente. Víctimas.
VI	Desastroso. Destrucción total o parcial de estructuras. Grandes barcos son lanzados a tierra. Árboles arrancados.

Fuente: <http://www.shoa.cl>Tabla IV.- Escala M.S.K. (Propuesta en 1964 por Medveder, Sponhever y Kamik)

Grado	Consecuencias
I	No percibida por humanos, sólo por sismógrafos
II	Percibida sólo por algunas personas en reposo, en pisos altos
III	Percibida por algunas personas en el interior de los edificios. Similar al paso de un camión ligero
IV	Percibido por muchos en el interior de los edificios. No atemoriza. Vibran ventanas, muebles y vajillas. Similar al paso de un camión pesado.
V	Las personas que duermen se despiertan y algunas huyen. Los animales se ponen nerviosos. Los objetos colgados se balancean ampliamente. Puertas y ventanas abiertas batan con violencia. En ciertos casos se modifica el caudal de los manantiales.

VI	Muchas personas salen a la calle atemorizadas. Algunos llegan a perder el equilibrio. Se rompe cristalería y caen libros de las estanterías. Pueden sonar algunas campanas de campanarios. Se producen daños moderados en algunos edificios. Puede haber deslizamientos de tierra.
VII	La mayoría se aterroriza y corre a la calle. Muchos tienen dificultades para mantenerse en pie. Lo sienten los que conducen automóviles. Muchas construcciones débiles sufren daños e incluso destrucción. Alguna carretera sufre deslizamientos. En las lagunas se nota oleaje y se enturbian por remoción del fango. Cambian los manantiales: algunos se secan y otros se forman.
VIII	Pánico general, incluso en los que conducen automóviles. Los muebles, incluso pesados, se mueven y vuelcan. Muchas construcciones sufren daños o destrucción. Se rompen algunas canalizaciones. Estatuas y monumentos se mueven y giran. Pequeños deslizamientos de terreno, grietas de varios centímetros en el suelo. Aparecen y desaparecen nuevos manantiales. Pozos secos vuelven a tener agua y al revés.
IX	Pánico general. Animales que corren en desbandada. Muchas construcciones son destruidas. Caen monumentos y columnas y se rompen parcialmente las conducciones subterráneas. Se abren grietas de hasta 20 centímetros de ancho. Desprendimientos y deslizamientos de tierra y aludes. Grandes olas en embalses y lagos
X	La mayoría de las construcciones sufren daños y destrucción. Daños peligrosos en presas y puentes. Las vías se desvían. Grandes ondulaciones y roturas en carreteras y canalizaciones. Grietas de varios decímetros en el suelo. Muchos deslizamientos. El agua de canales y ríos es lanzada fuera del cauce.
XI	Quedan fuera de servicio las carreteras importantes. Las canalizaciones subterráneas destruidas. Terreno considerablemente deformado.
XII	Se destruyen o quedan dañadas prácticamente todas las estructuras, incluso las subterráneas. Cambia la topografía del terreno. Grandes caídas de rocas y hundimientos. Se cierran valles, se forman lagos, aparecen cascadas y se desvían ríos.

Fuente: <http://www.shoa.cl>

Tabla V.- Escala modificada de Mercalli

I	No se advierte sino por unas pocas personas y en condiciones de perceptibilidad especialmente favorables.
II	Se percibe sólo por algunas personas en reposo, particularmente las ubicadas en los pisos superiores de los edificios.
III	Se percibe en los interiores de los edificios y casas. Sin embargo, muchas personas no distinguen claramente que la naturaleza del fenómeno es sísmica, por su semejanza con la vibración producida por el paso de un vehículo liviano. Es posible estimar la duración del sismo.
IV	Los objetos colgantes oscilan visiblemente. Muchas personas lo notan en el interior de los edificios aún durante el día. En el exterior, la percepción no es tan general. Se dejan oír las vibraciones de la vajilla, puertas y ventanas. Se sienten crujir algunos tabiques de madera. La sensación percibida es semejante a la que produciría el paso de un vehículo pesado. Los automóviles detenidos se mecen.
V	La mayoría de las personas lo percibe aún en el exterior. En los interiores, durante la noche, muchas despiertan. Los líquidos oscilan dentro de sus recipientes y aún pueden derramarse. Los objetos inestables se mueven o se vuelcan. Los péndulos de los relojes alteran su ritmo o se detienen. Es posible estimar la dirección principal del movimiento sísmico.
VI	Lo perciben todas las personas. Se atemorizan y huyen hacia el exterior. Se siente inseguridad para caminar. Se quiebran los vidrios de las ventanas, la vajilla y los objetos frágiles. Los juguetes, libros y otros objetos caen de los armarios. Los cuadros suspendidos de las murallas caen. Los muebles se desplazan o se vuelcan. Se producen grietas en algunos estucos. Se hace visible el movimiento de los árboles, o bien, se les oye crujir. Se siente el tañido de las campanas pequeñas de iglesias y escuelas.
VII	Los objetos colgantes se estremecen. Se experimenta dificultad para mantenerse en pie. El fenómeno es percibido por los conductores de automóviles en marcha. Se producen daños de consideración en estructuras de albañilería mal construidas o mal proyectadas. Sufren daños menores (grietas) las estructuras corrientes de albañilería bien construidas. Se dañan los muebles. Caen trozos de estucos, ladrillos, parapetos, cornisas y diversos elementos arquitectónicos. Las chimeneas débiles se quiebran al nivel de la techumbre. Se producen ondas en los lagos; el agua se enturbia. Los terraplenes y taludes de arena o grava experimentan pequeños deslizamientos o hundimientos. Se dañan los canales de hormigón para regadío. Tañen todas las campanas.

VIII	<p>Se hace difícil e inseguro el manejo de vehículos. Se producen daños de consideración y aún el derrumbe parcial en estructuras de albañilería bien construidas. En estructuras de albañilería bien proyectadas y construidas sólo se producen daños leves. Caen murallas de albañilería. Caen chimeneas en casa e industrias; caen igualmente monumentos, columnas, torres y estanques elevados. Las casas de madera se desplazan y aún se salen totalmente de sus bases. Los tabiques se desprenden. Se quiebran las ramas de los árboles. Se producen cambios en las corrientes de agua y en la temperatura de vertientes y pozos. Aparecen grietas en el suelo húmedo, especialmente en la superficie de las pendientes escarpadas.</p>
IX	<p>Se produce pánico general. Las estructuras de albañilería mal proyectadas o mal construidas se destruyen. Las estructuras de albañilería bien construidas se dañan y a veces se derrumban totalmente. Las estructuras de albañilería bien proyectadas y bien construidas se dañan seriamente. Los cimientos se dañan. Las estructuras de madera son removidas de sus cimientos. Sufren daños considerables los depósitos de agua, gas, etc. Se quiebran las tuberías (cañerías) subterráneas. Aparecen grietas aún en suelos secos. En las regiones aluviales, pequeñas cantidades de lodo y arena son expelidas del suelo.</p>
X	<p>Se destruye gran parte de las estructuras de albañilería de toda especie. Se destruyen los cimientos de las estructuras de madera. Algunas estructuras de madera bien construidas, incluso puentes, se destruyen. Se producen daños en represas, diques y malecones. Se producen grandes desplazamientos del terreno en los taludes. El agua de canales, ríos, lagos, etc. sale proyectada a las riberas. Cantidades apreciables de lodo y arena se desplazan horizontalmente sobre las playas y terrenos planos. Los rieles de las vías férreas quedan ligeramente deformados.</p>
XI	<p>Muy pocas estructuras de albañilería quedan en pie. Los rieles de las vías férreas quedan fuertemente deformados. Las tuberías (cañerías subterráneas) quedan totalmente fuera de servicio.</p>
XII	<p>El daño es casi total. Se desplazan grandes masas de roca. Los objetos saltan al aire. Los niveles y perspectivas quedan distorsionados.</p>

Fuente: <http://www.shoa.cl>

Tabla VI.- Escala modificada de Sieberg

I	Muy suave. La ola es tan débil, que solo es perceptible en los registros de las estaciones de marea.
II	Suave. La ola es percibida por aquellos que viven a lo largo de la costa y están familiarizados con el mar. Normalmente se percibe en costas muy planas.
III	Bastante fuerte. Generalmente es percibido. Inundación de costas de pendientes suaves. Las embarcaciones deportivas pequeñas son arrastradas a la costa. Daños leves a estructuras de material ligero situadas en las cercanías a la costa. En estuarios se invierten los flujos de los ríos hacia arriba.
IV	Fuerte. Inundación de la costa hasta determinada profundidad. Daños de erosión en rellenos construidos por el hombre. Embancamientos y diques dañados. Las estructuras de material ligero cercanas a la costa son dañadas. Las estructuras costeras sólidas sufren daños menores. Embarcaciones deportivas grandes y pequeños buques son derivados tierra adentro o mar afuera. Las costas se encuentran sucias con desechos flotantes.
V	Muy fuerte. Inundación general de la costa hasta determinada profundidad. Los muros de los embarcaderos y estructuras sólidas cercanas al mar son dañados. Las estructuras de material ligero son destruidas. Severa erosión de tierras cultivadas y la costa se encuentra sucia con desechos flotantes y animales marinos. Todo tipo de embarcaciones, a excepción de los buques grandes, son llevadas tierra adentro o mar afuera. Grandes subidas de agua en ríos estuarinos. Las obras portuarias resultan dañadas. Gente ahogada. La ola va acompañada de un fuerte rugido.
VI	Desastroso. Destrucción parcial o completa de estructuras hechas por el hombre a determinada distancia de la costa. Grandes inundaciones costeras. Buques grandes severamente dañados. Árboles arrancados de raíz o rotos. Muchas víctimas.

Fuente: <http://www.shoa.cl>

1.2.1.4 Amplitud y altura de onda

La amplitud es medida desde el nivel cero al pico, tanto positivo como negativo. La altura de onda, también llamada rango o doble amplitud, es medida desde el seno a la cresta. Por esto la altura del tsunami es medida desde el seno hasta la cresta en el mareógrafo, mientras que la amplitud del tsunami es medida desde el nivel de marea en ese momento.

Figura 1.9.

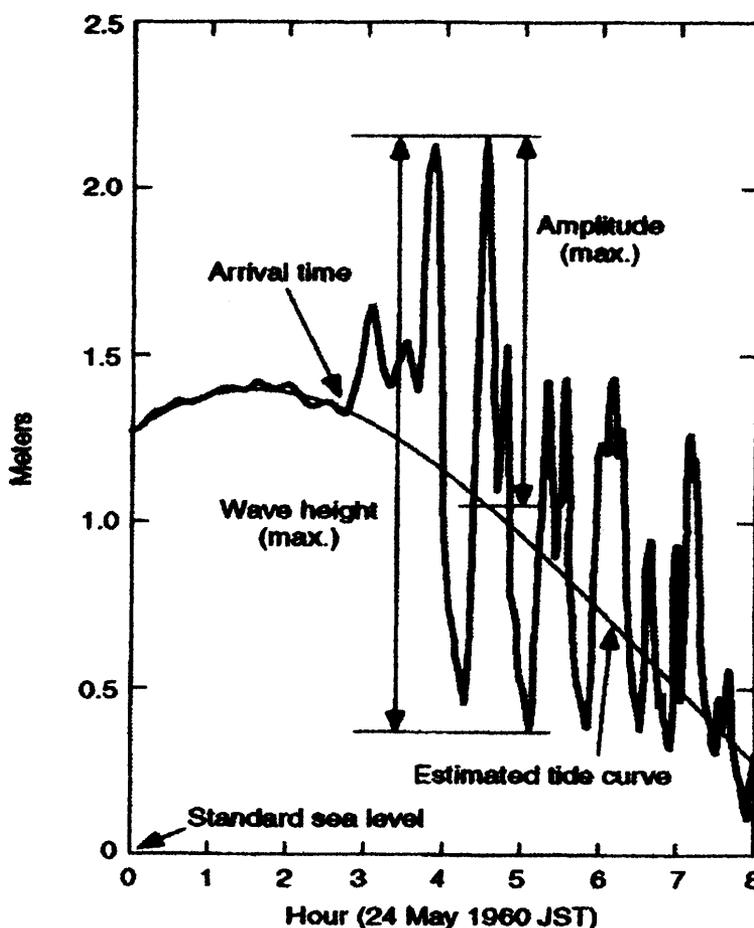


Figura 1.9. Registro del mareógrafo de Miyako, Japón del sismo tsunami de Chile de 1960. El tiempo de origen del sismo fue cerca de la 04:00 el 23 de Mayo del tiempo oficial de Japón (JST), desde aquí el tiempo de viaje es aproximadamente 23h. Las definiciones de amplitud de tsunami y altura de tsunami son también mostradas. Sataké, 1994.

1.2.1.5 Inundación y altura de run-up

Si el registro de mareas no está disponible, las alturas del tsunami son medidas por inspecciones de campo. La altura del tsunami medida desde el nivel del momento al arribo del tsunami es llamada *altura de inundación*. La distancia horizontal medida desde la costa (en el momento de arribo del tsunami) es llamada *distancia de inundación*. La *altura de run-up* usualmente se refiere a la altura de inundación a la máxima distancia de inundación. La altura de run-up no es necesariamente la misma altura cerca de la costa.

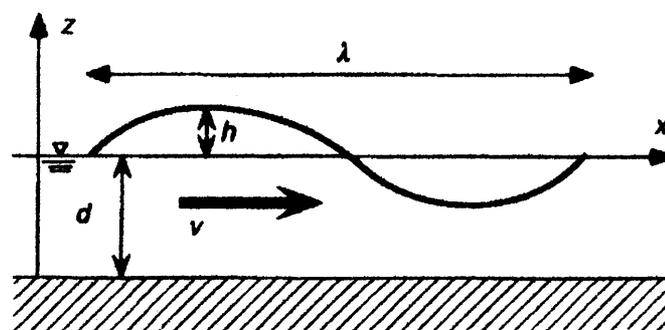
1.2.1.6 Nivel del mar y el problema de la línea de costa

Diferentes niveles de referencia son usados para mediciones de altura o profundidad del agua. *El nivel medio del mar* es el valor promedio de los niveles del mar observados por un período de años y es usado como un nivel de referencia para observaciones geodésicas. De otra manera, las mediciones hidrográficas en su mayoría profundidad del agua, son referidas al extremo mas bajo del Datum de la carta de navegación. Este es el *Mean Lower Low*

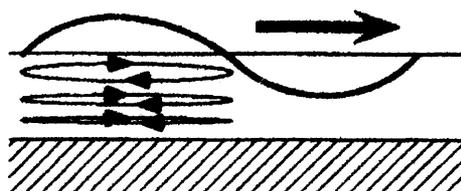
Water en Estados Unidos, mientras que en Japón es el *Lowest Low Water*. Por esto hay un gap entre las líneas cero geodésica e hidrográfica, conocida como el "problema de la línea de costa".

1.2.2 Hidrodinámica de los tsunamis

1.2.2.1 Teoría de Ondas (largas) en Aguas Someras



Shallow-water (long) wave



Deep-water (short) wave

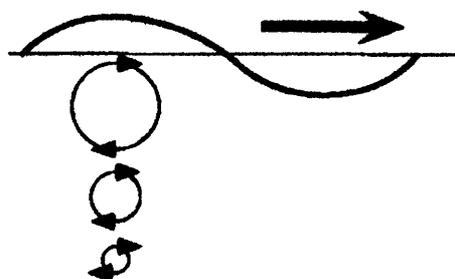


Figura 1.10. Sistema de coordenadas y parámetros importante para el cálculo hidrodinámico de tsunamis (superior). Las figura inferiores comparan esquemáticamente las ondas (largas) de aguas rasas y las ondas (cortas) de aguas profundas. Movimientos de la partícula son también mostrados. Sataké 1994.

En este punto, tomaremos un sistema coordenado Cartesiano bidimensional con el eje z vertical hacia arriba (el origen está sobre el nivel de agua sin perturbación) y considera la propagación de una onda (Figura 1.10). Cuando la gravedad es la fuerza restauradora, esta es llamada una onda de gravedad. La ecuación de movimiento de Euler puede ser escrita como:

$$\frac{DV}{Dt} = -g - \frac{1}{\rho} \nabla p \quad (8)$$

Donde V es el vector velocidad (sus componentes x y z son u y w , respectivamente), g es la aceleración gravitacional (9.81 m/seg^2), ρ y p son la densidad y presión, respectivamente, y D/D_t indican la derivada total.

$$\frac{DV}{Dt} = \frac{\partial V}{\partial t} + V \cdot \nabla V$$

Cuando la escala horizontal de movimiento o la longitud de onda λ es mucho más grande que la profundidad del agua ($\lambda \gg d$), la aceleración vertical del agua es despreciable comparado con la gravedad. Esto significa que el movimiento horizontal de la masa de agua es casi uniforme

desde el fondo a la superficie. Tal onda es llamada una onda en aguas someras u onda larga. Para los tsunamis, la profundidad típica del océano es cerca de 5 km y un terremoto grande tiene un tamaño de fuente de algunos decenas a cientos de kilómetros, por esto la aproximación de la onda larga es apropiada para la mayoría de los casos.

La componente horizontal de la expresión (8) se transforma, reemplazando el gradiente horizontal de presión con la pendiente de la superficie del agua

$$\frac{Du}{Dt} = -g \frac{\partial h}{\partial x} \quad (9)$$

Para los tsunamis, el término advectivo no lineal es usualmente pequeño y puede ser ignorado.

$$\frac{Du}{Dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} \approx \frac{\partial u}{\partial t}$$

Así, la ecuación de movimiento puede ser escrita como:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial h}{\partial x} \quad (10)$$

Donde la amplitud es pequeña comparada con la profundidad ($h \ll d$), la conservación de masa, o la ecuación de continuidad, puede ser escrita como:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x}(du) \quad (11)$$

Tal onda es llamada onda larga lineal de pequeña amplitud. Las asunciones son válidas para la mayor parte de las trayectorias del tsunami excepto para regiones muy cercanas a la costa.

De las ecuaciones (10) y (11), asumiendo que la profundidad del agua d es constante, obtenemos la ecuación de onda

$$\frac{\partial^2 h}{\partial t^2} = c^2 \frac{\partial^2 h}{\partial x^2}, \text{ donde } c = \sqrt{gd} \quad (12)$$

En la cual la velocidad está determinada por la profundidad del agua solamente. Para el Océano Pacífico la profundidad media es de 4.000 m, lo que da una velocidad de propagación promedio de 198 m/s ó 713 km/h. De este modo, si la profundidad de las aguas disminuye, la velocidad del tsunami decrece. Cuando las profundidades son muy grandes, la onda de tsunami puede alcanzar gran velocidad, por ejemplo el tsunami del 4 de Noviembre de 1952 originado por un terremoto ocurrido en Petropavlosk (Kamchatka), demoró 20 horas y 40

minutos en llegar a Valparaíso en el otro extremo del Pacífico, a una distancia de 8348 millas, avanzando a una velocidad media de 404 nudos. La altura de la ola al llegar a la costa es variable, en el caso señalado en Talcahuano (Chile) se registraron.

1.2.2.2 Aproximación de ondas (largas) en aguas someras

Cuando la profundidad del agua es mucho menor que la longitud de onda ($d \ll \lambda$) se puede aproximar $\tanh(2\pi d/\lambda) \approx 2\pi d/\lambda$, $\sinh(2\pi d/\lambda) \approx 2\pi d/\lambda$, y $\cosh k(z+d) \approx \cosh kd \approx 1$. Entonces se llega a la expresión de $c = \sqrt{gd}$, antes mencionada, la velocidad vertical es

$$w = a\omega \left(1 + \frac{z}{d}\right) \sin(kx - \omega t) \quad (13)$$

La cual muestra que $w = 0$ en el fondo, y w se incrementa linealmente hacia la superficie y la velocidad horizontal

$$u = \frac{a\omega}{kd} \cos(kx - \omega t) = \frac{h\omega}{kd} \quad (14)$$

y, la relación de la componente horizontal y vertical se convierte en $|w|/|v| = 2\pi d/\lambda$, la cual es muy pequeña. En otras palabras el movimiento de la partícula es mayormente horizontal. (figura 1.10)

1.2.2.3 Aproximación de ondas (cortas) en aguas profundas

Cuando la profundidad del agua es mucho mayor que la longitud de onda ($d \gg \lambda$), nosotros podemos aproximar

$$\tanh \frac{2\pi d}{\lambda} \approx 1$$

$$\cosh k(z+d) = \frac{1}{2}(e^{k(z+d)} + e^{-k(z+d)}) \approx \frac{1}{2}e^{k(z+d)} \quad \text{y}$$

$$\sinh kd = \frac{1}{2}(e^{kd} - e^{-kd}) \approx \frac{1}{2}e^{kd}$$

Entonces la velocidad de fase y las velocidades horizontal y vertical están dadas como

$$c = \frac{\omega}{k} = \left(\frac{g}{k}\right)^{1/2} = \left(\frac{g\lambda}{2\pi}\right)^{1/2} \quad (15)$$

$$u = a\omega e^{kz} \cos(kx - \omega t) \quad (16)$$

$$w = a\omega e^{kz} \sin(kx - \omega t) \quad (17)$$

Estas muestran que el movimiento de la partícula es

circular, y la amplitud decae exponencialmente con profundidad (Figura 1.10). Esta es una onda de superficie. La velocidad de fase [Eq.(15)] muestra una dispersión normal; la velocidad de fase es más larga para longitudes de ondas más largas.

1.2.3 Clasificación de los tsunamis

Los tsunamis pueden ser clasificados de acuerdo a su origen de generación y según el área de afectación o a la distancia de viaje desde su lugar de origen:

Por su origen de generación, clasificación claramente explicada anteriormente, los tsunamis pueden ser clasificados en:

- a.- Tsunami de origen tectónicos
- b.- Tsunamis de origen volcánico
- c.- Tsunamis producidos por deslizamientos
- d.- Tsunamis producidos por caída de meteoritos
- e.- Tsunamis producidos por explosiones nucleares (asociadas a actividades).

De acuerdo a la distancia de viaje desde su lugar de origen, los tsunamis también pueden ser clasificados de la siguiente manera:

Tsunamis Locales o de origen cercano.- si el lugar de arribo en la costa está muy cercano o dentro de la zona de generación (delimitada por el área de dislocación del fondo marino) del tsunami, o a menos de una hora de tiempo de viaje desde su origen (<200 km).

Los tsunamis de origen local son los más peligrosos, debido a estudios efectuados en nuestras costas, la primera ola puede llegar entre 10 a 30 minutos de producido el sismo. Estos datos son básicos para planificar la evacuación, porque es el tiempo que se tiene para evacuar a la población de la zona inundable.

Tsunamis Regionales.- si el lugar de arribo en la costa está a no más de 1000 km de distancia de la zona de generación, o a pocas horas de tiempo de viaje desde esa zona. Tsunami capaz de generar destrucción en el entorno de los 1000 km de su generación.

Tabla VII.- Tsunami locales y regionales recientes

Fecha			Ubicación de la Fuente	Pérdida de Vidas estimado
29	Nov	1975	Hawai, EEUU	2
17	Ago	1976	Filipinas	*8,000
19	Ago	1977	Indonesia	189
18	Jul	1979	Indonesia	540
12	Sep	1979	Nueva Guinea	100
12	Dic	1979	Colombia	500
26	May	1983	Mar de Japón	100
2	Sep	1992	Nicaragua	168
12	Dic	1992	Islas Flores, Indonesia	1,000
12	Jul	1993	Isla Okushiri, Japón	230
3	Jun	1994	Java, Indonesia	222
4	Oct	1994	Isla Shikotan, Russia	11
14	Nov	1994	Filipinas	74
9	Oct	1995	Manzanillo, México	1
1	Ene	1996	Sulawesi, Indonesia	9
17	Feb	1996	Irian Jaya, Indonesia	110
23	Feb	1996	Perú	12
17	Jul	1998	Papua Nueva Guinea	2,500

* Posiblemente incluye pérdidas por el terremoto. FUENTE: ITIC, 2000

Tsunamis Lejanos (o Remotos, o Trans-Pacíficos o Tele-tsunamis).- si el lugar de arribo está en costas extremopuestas a través del Océano Pacífico, a más de 1000 km de distancia de la zona de generación, aproximadamente a medio día o más de tiempo de viaje del tsunami desde esa zona. Tsunami que generalmente se propaga por todo el Océano Pacífico. Ejemplos: el tsunami generado por un sismo en las costas de Chile el 22 de Mayo de 1960 que tardó aproximadamente 13 horas en llegar a Ensenada (México).

Es preciso señalar que los terremotos de foco poco profundo constituyen un 75% del total de la energía sísmica liberada anualmente, y también presentan la mayor frecuencia relativa de ocurrencia en el mundo, alcanzando más de un 72%.

Dado su origen, los tsunamis son muy frecuentes en el océano Pacífico; en el período considerado entre 1900 y 1986 fueron observados 247 tsunamis en el Pacífico de los cuales 29% se generaron cerca de Japón.

A pesar de lo dicho anteriormente, se han reportado tsunamis devastadores en los Océanos Atlánticos e Indico, así como el Mar Mediterráneo. Un gran tsunami acompañó los terremotos de Lisboa en 1755, el del Paso de Mona de Puerto Rico en 1918, y el de Grand Banks de Canadá en

1929.

Tabla VIII.- Tabla de mayores Tele Tsunamis en el Pacífico

Fecha			Ubicación de la fuente	Pérdidas de Vidas +
20	Feb	1835	Chile	2
7	Nov	1837	Chile	62
13	Ago	1868	Chile	25,000
10	May	1877	Chile	500
15	Jun	1896	Sanriku, Japón	22,000
31	Ene	1906	Colombia - Ecuador	500
17	Ago	1906	Chile	-
7	Sep	1918	Isl. Kuriles, Russia	47
11	Nov	1922	Chile	100
3	Feb	1923	Kamchatka, Russia	2
2	Mar	1933	Sanriku, Japón	3,000
1	Abr	1946	Isl. Aleutianas, U.S.A.	179
4	Nov	1952	Russia	-
9	Mar	1957	Isl. Aleutianas, U.S.A.	5
22	May	1960	Chile	2,000
28	Mar	1964	Alaska, U.S.A.	112
4	Feb	1965	Isl. Aleutianas, U.S.A.	-

*puede incluir víctimas del terremoto + Estimadas .Fuente: ITIC,2000

Partiendo de la definición que (Gutenberg y Richter, 1956), M_s es proporcional al logaritmo de la energía liberada por el sismo, y operacionalmente se determina de la amplitud de las ondas sísmicas S (onda sísmica) de período 20 segundos. Lo dicho antes hace que M_s no continúe aumentando con la liberación de más energía para sismos grandes cuya duración de ruptura es > 20 s; que son mayormente tsunamigénicos. Actualmente Talandier y Okal, (1989); Raymond et al, (1993) estiman que el Momento sísmico (M_o), un parámetro que es proporcional al área de ruptura y a la dislocación vertical de la falla, es el parámetro sísmico que mejor estima la generación de un tsunami.

$$M_o = \mu LWd$$

Estableciendo en 1993, los siguientes rangos indicativos y en consecuencia una clasificación muy diferente a las anteriores:

$$M_o < 10^{21} \text{ (Nm)}$$

$$M_o < 10^{28} \text{ (Dcm)}$$

No se genera tsunami (excepción: "sismo-tsunami")

$$10^{21} \text{ (} M_o < 5 \times 10^{21} \text{ (Nm))}$$

$$10^{28} \text{ (} M_o < 5 \times 10^{28} \text{ (Dcm))}$$

Tsunami pequeño

$$5 \times 10^{21} \text{ (} M_o < 2 \times 10^{22} \text{ (Nm))}$$

$$5 \times 10^{28} \text{ (} M_0 < 2 \times 10^{29} \text{ (Dcm))}$$

Tsunami potencialmente destructivo

$$M_0 \text{ (} 2 \times 10^{22} \text{ (Nm))}$$

$$M_0 \text{ (} 2 \times 10^{29} \text{ (Dm))}$$

Tsunami grande y destructivo.

Un tsunami puede ser **atmosférico** (*atmospheric or air coupled tsunami*) – olas similares a los tsunamis, generados por el rápido movimiento de un frente de presión atmosférica encima de un mar poco profundo a la misma velocidad como la de las olas, permitiendo acoplamiento entre olas y presión del aire.

Tsunami interior (*internal tsunami*).- tsunami que se manifiesta como una onda interior viajando a lo largo de una termoclina.

Micro tsunami.- tsunami de amplitud tan pequeña que debe observarse instrumentalmente; no se puede detectar fácilmente de manera visual.

1.3 Propagación

En el océano profundo, los tsunamis destructores pueden ser pequeños -a menudo de alturas de unas pocas decenas de centímetros o menos- y no pueden ser vistos ni apreciados por embarcaciones. Pero, a medida que el tsunami alcanza aguas

costeras menos profundas, la altura de las ondas puede aumentar rápidamente. A veces, se produce un retiro de las aguas justo antes que el tsunami ataque. Cuando esto ocurre, puede quedar expuesto mucho más terreno de playa que incluso durante la marea más baja. Este retiro importante del mar debe ser considerado como una alerta de las ondas de tsunami que vendrán.

En mar abierto un tsunami tiene una altura de algunas decenas de centímetros, pero su altura de onda crece rápidamente en aguas someras. La energía de las ondas de tsunami se extiende desde la superficie hasta el fondo del mar, incluso en aguas muy profundas. A medida que el tsunami impacta la línea costera, la energía de onda es comprimida en una distancia mucho menor y en una profundidad más somera, creando ondas destructoras y peligrosas para la vida. Lo mencionado anteriormente obedece a teorías y leyes que a continuación se describen.

1.3.1 Teoría de Aproximación de Rayos

Si la longitud de onda del tsunami es mucho más pequeña que la escala de velocidades heterogéneas, por ejemplo, la profundidad cambia, entonces podemos aplicar la teoría de rayos geométricos de Óptica. Los frentes de onda pueden ser dibujados desde su trayectoria resultante conectando las localizaciones de los rayos en un tiempo de viaje constante.

Tal diagrama es llamado un *diagrama de refracción*. Tradicionalmente, los diagramas de refracción han sido dibujados manualmente. Los diagramas de refracción pueden ser preparados para principales fuentes de tsunamis y usados para alerta de tsunamis; tan pronto como el epicentro es conocido, el tiempo de arribo de los tsunamis puede ser estimado de los diagramas de refracción.

La figura 1.11, muestra el diagrama de refracción desde el Terremoto de Chile de 1960 con frente de ondas a cada hora. Es mostrado que el tsunami fue esperado a que arribe a Japón en aproximadamente 23h y la energía es enfocada debido a la refracción.

El diagrama de refracción puede también ser dibujado en dirección contraria desde la costa. Tal diagrama es llamado un *diagrama de refracción inverso* y es usado para estimar el área fuente del tsunami; los frentes de ondas o rayos pueden ser trazados hacia atrás para el correspondiente tiempo de viaje. Los frentes de onda trazados desde cada estación observada delimitan el área fuente del tsunami.

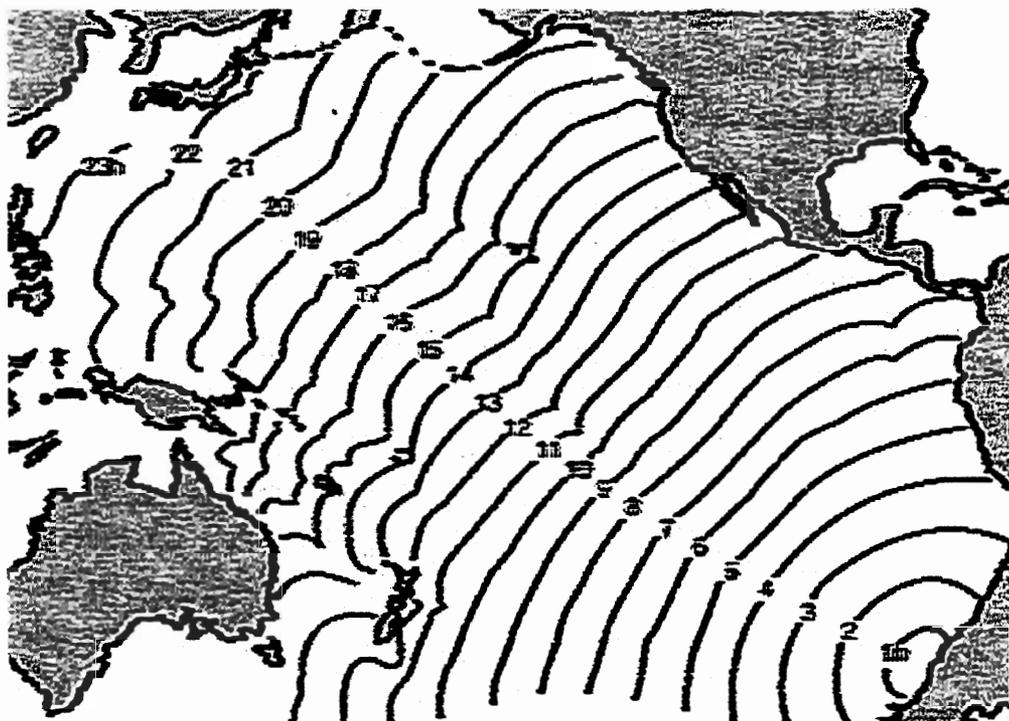


Figura 1.11.- Diagrama de Refracción para el Tsunami de 1960 en Chile. Los frentes de onda a cada hora después del sismo son mostrados por las curvas. U.S. Department of Commerce-Coast and Geodetic Survey, 1970..

1.3.2 Ley de Green

Del principio de conservación de energía a lo largo de los rayos, se puede obtener $b_0 d_0^{1/2} h_0^2 = b_1 d_1^{1/2} h_1^2$ donde d es la profundidad del agua, b es la distancia entre los rayos, h es la amplitud del tsunami, y los sufijos 0 y 1 indican dos diferentes localizaciones. Si la amplitud del tsunami es conocida en el punto 0 (por ejemplo en la fuente), la amplitud del tsunami después de la propagación puede ser determinada como:

Esto es conocido como la Ley de Green. La relación b_1/b_0 representa la dispersión de rayos, lo cual puede ser obtenido gráficamente de los diagramas de refracción. Note que la amplitud en la costa debe ser aquella de la onda directa no de la onda reflejada.

1.3.3 Ley General de Ondas

Se examinará brevemente las ondas de gravedad en general desviándonos de las ondas de pequeña amplitud, aproximación lineal de las ondas(cortas) en aguas rasas. La velocidad de fase de una onda de gravedad esta dada por la

$$\text{ecuación } c = \frac{\omega}{k} \left(\frac{g}{k} \tanh kd \right)^{1/2} = \left(\frac{g\lambda}{2\pi} \tanh \frac{2\pi d}{\lambda} \right)^{1/2}. \quad \text{Si se}$$

expande la función tangente hiperbólica en su serie de Taylor e incluyendo el segundo término, esta ecuación puede ser escrita de la siguiente manera.

$$c = \sqrt{gd} \left[1 - \frac{1}{3}(kd)^2 \right]^{1/2} \approx \sqrt{gd} \left[1 - \frac{1}{6}(kd)^2 \right] \quad (19)$$

La correspondiente ecuación de movimiento es:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{1}{3} d^2 \frac{\partial^3 u}{\partial x^2 \partial t} \quad (20)$$

La cual es conocida como la ecuación lineal de Boussinesq.

Si relacionamos la condición de pequeña amplitud ($h \ll d$), la ecuación de movimiento y continuidad están dadas como:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = -g \frac{\partial h}{\partial x} \quad (21)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} [u(h+d)]$$

Estas ecuaciones son para ondas de amplitud finita en aguas someras. Para el caso lineal (ignorando los términos advectivos), la velocidad de fase está dada por $c = \sqrt{g(d+h)}$. Esto significa que a mayor amplitud, la velocidad de fase de la onda es más rápida. Como una consecuencia las crestas de las ondas alcanzan los senos frente a ellos, y la porción delantera de la onda continúa empinándose. Esta eventualmente romperá luego. Tal fenómeno es llamado algunas veces *Amplitud de Dispersión*.

1.3.4 Ecuaciones de la Onda en Aguas Rasas que gobiernan la propagación de Tsunamis

La longitud de onda de tsunamis generados en zonas de subducción de placas tectónicas se ha estimado de decenas

a cientos de kilómetros (Ortiz, *et al.*, 2000a). El hecho de que la longitud de onda del tsunami sea mucho mayor que la profundidad del océano ha permitido estudiar la propagación de tsunamis empleando ecuaciones que representan la propagación de ondas en aguas someras o de poca profundidad en comparación con la longitud de onda. Estas ecuaciones han sido planteadas y estudiadas desde finales del siglo XVIII (Lamb, 1932), dando lugar, entre otros, a dos modelos de propagación de ondas en aguas someras empleados en tsunamis: El modelo de Boussinesq (Liu, *et al.*, 1995), en el que se considera importante dispersión de onda por banda frecuencia, y el modelo de Aguas Someras (Pedlosky, 1979), en el que no se considera la dispersión por frecuencia. Aún cuando la dispersión por frecuencia prescrita por el modelo de Boussinesq es un mecanismo necesario y suficiente para simular la propagación de tsunamis (Ortiz, *et al.*, 2000a), la solución numérica del modelo de Aguas Someras es adecuada debido a que la dispersión intrínseca del método numérico es similar a la dispersión prescrita por Boussinesq (Imamura, *et al.*, 1990).

1.3.3.1 El modelo de Aguas Someras

Ecuaciones primitivas

El modelo de aguas someras (Pedlosky, 1979) describe el movimiento de ondas cuya longitud es mucho mayor que la profundidad del agua en donde se propagan. En este modelo las aproximaciones de incompresibilidad del agua y de densidad constante reducen la ecuación de conservación de masa a la ecuación de continuidad de volumen:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (22)$$

A su vez, la aproximación hidrostática permite simplificar las ecuaciones horizontales de conservación de momento:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \frac{\partial \Psi}{\partial x} - \frac{\tau_x}{\rho} \quad (23)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \frac{\partial \Psi}{\partial y} - \frac{\tau_y}{\rho}. \quad (24)$$

En las ecuaciones (22), (23) y (24), t representa el tiempo, $\Psi(x,y,t)$ representa la altura de la columna de agua a partir del nivel de referencia $z = 0$, g es la aceleración de la gravedad, u,v , son las componentes de la velocidad horizontal del campo de masa en las direcciones ortogonales x,y , respectivamente, siendo w la componente vertical de la velocidad en la dirección z , mientras que τ_x/ρ y τ_y/ρ representan la fricción en el fondo en las direcciones x e y respectivamente, ρ representa la densidad del agua. Note que el efecto de rotación del planeta sobre la aceleración horizontal (termino de Coriolis) no esta incluido en las ecuaciones (23) y (24). Al respecto, Kowalik y Whitmore (1991), demostraron que el termino de Coriolis no es importante en la propagación de tsunamis.

Ecuaciones de aguas someras integradas en la vertical

La aproximación hidrostática implica suponer que el campo horizontal de velocidad es independiente de la profundidad, por lo que es conveniente integrar

verticalmente las ecuaciones primitivas (22, 23 y 24), con el objetivo de simplificar su solución numérica.

Condicionando al fluido que está en el fondo y en la superficie a permanecer tanto en el fondo como en la superficie respectivamente, la ecuación de ambas fronteras es $F(x, y, z, t) = 0$, consecuentemente:

$$\frac{dF}{dt} = \frac{\partial F}{\partial t} + u \frac{\partial F}{\partial x} + v \frac{\partial F}{\partial y} + w \frac{\partial F}{\partial z} = 0. \quad (25)$$

En el fondo, $z = z_0(x, y)$. Sustituyendo $F = z - z_0$ en (25):

$$u(x, y, z_0) \frac{\partial z_0}{\partial x} + v(x, y, z_0) \frac{\partial z_0}{\partial y} - w(x, y, z_0) = 0. \quad (26)$$

En la superficie, $z = \Psi(x, y, t)$. Lo que implica, según (25):

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} + u(x, y, \Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial x} + v(x, y, \Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial y} - w(x, y, \Psi) = 0. \quad (27)$$

Integrando (1) desde el fondo hasta la superficie libre se obtiene:

$$\int_{z_0}^{\Psi} \frac{\partial u}{\partial x} dz + \int_{z_0}^{\Psi} \frac{\partial v}{\partial y} dz + w(x, y, \Psi) - w(x, y, z_0) = 0. \quad (28)$$

Expresando los dos primeros términos de (28) mediante las relaciones:

$$\frac{\partial}{\partial x} \int_{z_0}^{\Psi} u dz = u(x, y, \Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial x} - u(x, y, z_0) \frac{\partial z_0}{\partial x} + \int_{z_0}^{\Psi} \frac{\partial u}{\partial x} dz, \quad (29)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \int_{z_0}^{\Psi} v dz = v(x, y, \Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial y} - v(x, y, z_0) \frac{\partial z_0}{\partial y} + \int_{z_0}^{\Psi} \frac{\partial v}{\partial y} dz. \quad (30)$$

De (26), (27), (28) y empleando las relaciones (29) y (30), se obtiene la ecuación de conservación de masa integrada en la vertical:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0, \quad (31)$$

en la que:

$$U = \int_{z_0}^{\Psi} u dz = u[h(x, y) + \eta(x, y, t)],$$

$$\dot{V} = \int_{z_0}^{\Psi} v dz = v[h(x, y) + \eta(x, y, t)],$$

$$h(x, y) + \eta(x, y, t) = \Psi(x, y, t) - z_0(x, y),$$

siendo $h(x, y)$ la profundidad media de la columna de agua y $\eta(x, y, t)$ la variación del nivel del agua con respecto al nivel de equilibrio en la superficie.

Siguiendo un procedimiento similar se integran las ecuaciones (23) y (24) desde el fondo hasta la superficie libre:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{U^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{UV}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gm^2}{D^{7/3}} U \sqrt{U^2 + V^2} = 0, \quad (32)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{UV}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{V^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gm^2}{D^{7/3}} V \sqrt{U^2 + V^2} = 0, \quad (33)$$

donde, $D = h(x, y) + \eta(x, y, t)$ y $m = 0.025$ es el parámetro de rugosidad de Manning, el cual es considerado constante en este estudio.

La expresión para los términos de fricción de fondo en las ecuaciones (32) y (33) merece una

explicación breve: Antes de integrar verticalmente las ecuaciones (23) y (24), los términos de fricción se expresan función de la velocidad en analogía a la ley de fricción cuadrática en un flujo uniforme (Dronkers, 1964):

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{f}{2D} u \sqrt{u^2 + v^2}; \quad \frac{\tau_y}{\rho} = \frac{f}{2D} v \sqrt{u^2 + v^2}, \quad (34)$$

donde coeficiente de fricción (f) y el parámetro de rugosidad de Manning (m) están relacionados por:

$$m = \sqrt{\frac{fD^{1/3}}{2g}}, \quad (35)$$

consecuentemente, los términos de fricción de fondo se expresan:

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{gm^2}{D^{4/3}} u \sqrt{u^2 + v^2}; \quad \frac{\tau_y}{\rho} = \frac{gm^2}{D^{4/3}} v \sqrt{u^2 + v^2} \quad (36)$$

Los términos de fricción adquieren el aspecto presentado en la ecuaciones (32) y (33) integrando las expresiones (36) desde el fondo hasta la superficie libre.

Es importante mencionar que los términos alineales (fricción y advección) se omiten de las ecuaciones

(32) y (33) cuando el tsunami se propaga en mar abierto. Shuto *et al.*, (1991) y Kowalik (1987) demostraron que en profundidades mayores a 50 metros, tanto la fricción como los términos advectivos son insignificantes en comparación con los términos lineales. Este resultado simplifica las ecuaciones (32) y (33) en la propagación de tsunamis en mar abierto y reduce significativamente el tiempo de cómputo empleado en la solución numérica de las ecuaciones.

En el estudio de propagación transoceánica de tsunamis, además de omitir los términos alineales, es conveniente expresar las ecuaciones (31), (32) y (33) en un sistema de coordenadas esféricas con la finalidad de minimizar la distorsión por la curvatura de la Tierra. El término de Coriolis se ha incluido por formalidad:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos(\xi)} \left[\frac{\partial U}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \xi} (V \cos(\xi)) \right] = 0, \quad (37)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos(\xi)} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} = fV, \quad (38)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \xi} = -fU, \quad (39)$$

donde $U = uh(\lambda, \xi)$ y $V = vh(\lambda, \xi)$ son respectivamente las componentes del flujo de masa en las direcciones meridional (ξ) y longitudinal (λ); R es el radio del planeta; la fuerza de Coriolis está representada por $f = 2\Omega \text{sen}(\xi)$, siendo Ω la velocidad angular del planeta.

CAPITULO 2

2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.1 Ubicación Geográfica de La Región

La ciudad de Esmeraldas es la capital de la "Provincia Verde Esmeraldas". La ciudad de Esmeraldas está situada en la parte NW de la provincia (figura 2.1), está bañada por las aguas del Océano Pacífico, por lo que tiene uno de los tres puertos marítimos mas importantes del país y una pequeña playa (dentro de la ciudad).

La ciudad de Esmeraldas tiene 130.000 habitantes, y además es la cabecera cantonal del Cantón Esmeraldas que tiene aproximadamente 180.000 pobladores.

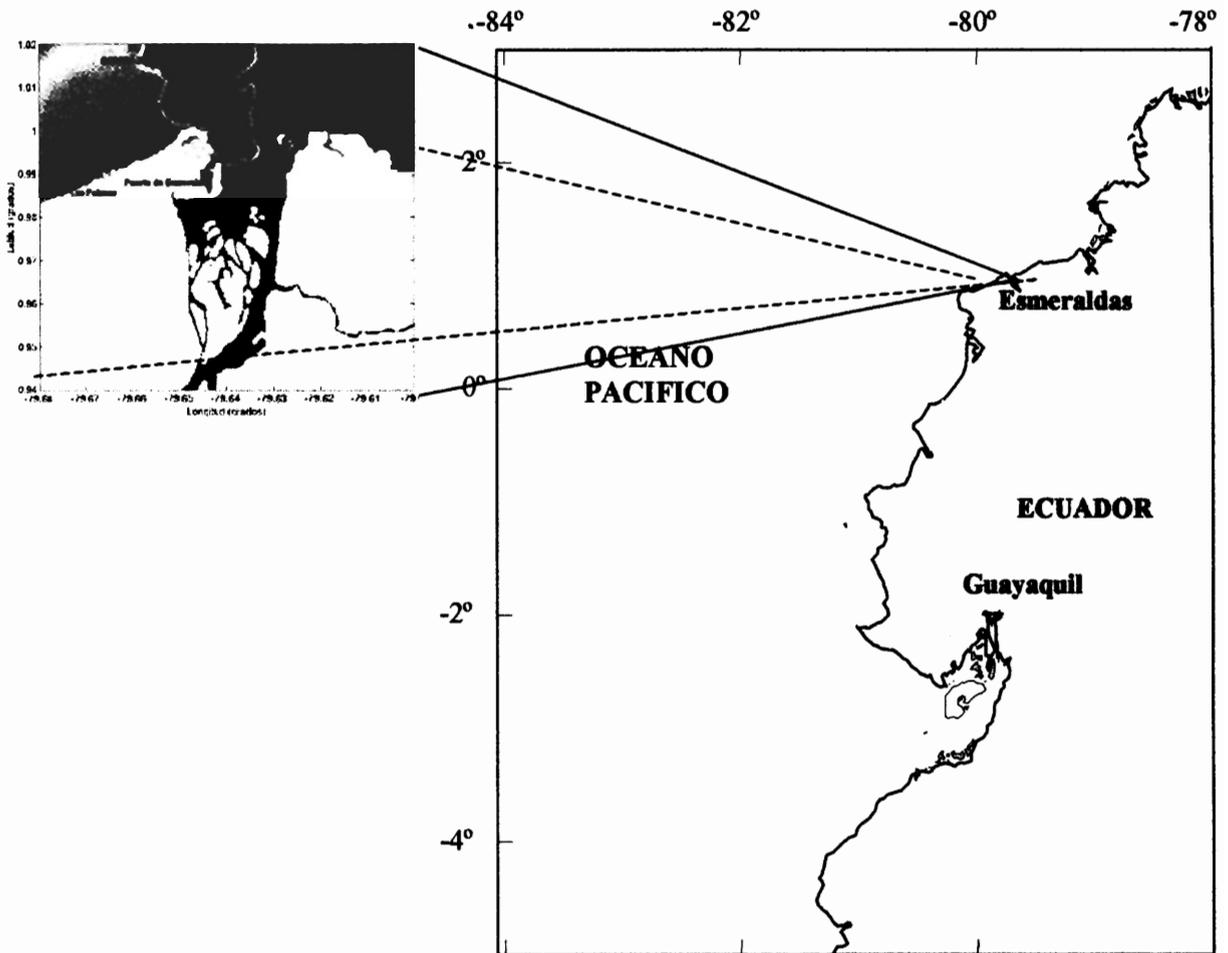


Figura 2.1 Ubicación de Area de Estudio. Arreaga, 2004

El puerto de Esmeraldas es importante para la zona norte del Ecuador. Aquí se exporta principalmente madera y astilla. También se exporta el banano y otros productos agrícolas. De la misma forma en Esmeraldas se encuentra el puerto de Balao, puerto petrolero de Ecuador.

Posee una pequeña playa que por su belleza atrae la atención de muchos turistas especialmente los fines de semana y durante la noche.

Por ser el centro de la provincia cuenta con mayores condiciones para el turismo que el resto de los cantones de la provincia.

El área específica para este estudio comprende desde:

Longitud	079° 40' W	079° 36' W
Latitud	00° 56' N	01° 01' N

2.2 Descripción Física de La Zona

El área de estudio se ha caracterizado por grandes sismos ocurridos en sus costas los mismos que están ligados en su totalidad al fenómeno de la subducción y no se conocen sismos al menos muy grandes ligados a las estructuras corticales de la costa, salvo el registrado en 1976 en Esmeraldas (Bonilla y Ruiz, 1992). Desde 1991 hasta 1999 (Segovia 2001) se ha podido verificar una actividad pequeña a moderada en algunas de estas estructuras.

La actividad relacionada con el fenómeno de subducción es importante en el área de estudio y llega o se concentra fundamentalmente al Norte de 2°S hasta 1°N ; mientras que la relacionada con las estructuras corticales se concentra en la desembocadura del Río Esmeraldas (1°N - 79.65°O). Adicionalmente se observa una concentración de eventos profundos al Norte de 0.5°S hasta 0.4°N , hacia las estribaciones de la Cordillera Occidental.

La actividad en la primera zona que corresponde al Río Esmeraldas (falla del mismo nombre) no cuenta con información de buena calidad. (cobertura de la red) como para definir movimientos relacionados con esta estructura, aunque no se puede descartar tampoco que algunos de los eventos registrados correspondan a la subducción (Segovia 2001)

El sistema estuarino del río Esmeraldas ha cortado terreno colinado dominado por acantilados de mas de 100 m de altura entre el aeropuerto y Camarones hacia el este. La carretera costera ha sido construida al pie del acantilado, a cual forma un ligero promontorio de 2.5 km. Al oeste del promontorio se ha desarrollado una planicie estrecha litoral levantada frente al acantilado. La carretera costera ha sido construida detrás de la planicie estrecha costera, en la base

del acantilado. Al oeste de Esmeraldas hay una línea de costa de acantilado rocoso muy continuo, de mas de 100 m de altura, con excepción de un pequeño segmento menor que 1 Km. de una planicie litoral levantada desde la cual parte la tubería submarina del terminal petrolero. Las elevaciones de las cimas detrás del acantilado llegan a mas de 180 m. Los acantilados están parcialmente cubiertos por vegetación y sujetos a constantes deslizamientos y caída de derrubios. Los acantilados están limitados por una playa estrecha. El sistema del río Esmeraldas es una de las tres grandes cuencas hidrográficas con origen en los Andes Ecuatorianos, al igual que los ríos Mira y Guayas. El río Esmeraldas acarrea una significativa carga sedimentaria. En la porción estuarina del río aparecen muchos canales trenzados, islas acrecionantes y barras. La acreción es activa.

El relleno en el área del balneario Las Palmas se hizo para construir facilidades portuarias y una dársena. Un gran rompeolas extiende del noreste al suroeste para proteger el puerto de las olas del norte y del noroeste.

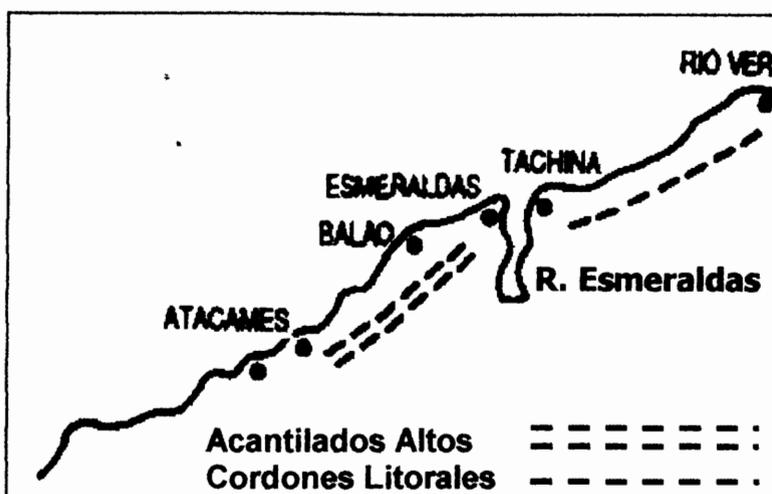


Figura 2.2.- La costa es de acantilados relativamente altos (aproximadamente 50 metros) inestables, de rocas blandas, meteorizadas (lutitas, limolitas arenosas). Los pequeños valles drenan directamente al mar con fuertes pendientes de sus causes. En el interior de estas costas se encuentran las instalaciones del puerto petrolero de Balao.

La inestabilidad de los acantilados atenta contra la seguridad de las obras de infraestructura y, consecuentemente, contra el desarrollo del sector. Sin embargo el aspecto paisajístico puede ser explotado con las debidas precauciones. PMRC 1988.

Los llanos fangosos que surgen en el río son inmediatamente ocupados por gente de escasos recursos económicos.

Una de los graves problemas que enfrenta la ciudad de Esmeraldas es la rápida tasa de sedimentación que causa el azolve de la dársena. El problema de la sedimentación será continuo debido a las características de la descarga de los sedimentos del río Esmeraldas.

Otro de los graves problemas es el crecimiento de la ciudad de Esmeraldas, la ciudad está confinada en una estrecha franja entre el estuario y las colinas vecinas. El desarrollo urbano puede llevarse a cabo sólo hacia las colinas, por lo que es una ciudad con

alto riesgo no solo frente a los tsunamis sino, frente a deslizamientos, así como a inundaciones debido a los asentamientos humanos en áreas bajas de niveles de inundación conocido. El extremo septentrional de la pista del aeropuerto es constantemente erosionada.

Las fuentes de contaminación del agua incluyen la refinería PETROECUADOR, los efluentes de Esmeraldas y sus barrios marginales.

Uno de los puntos más hermosos que posee esta ciudad es La playa de Las Palmas. Punto de reunión playera turística, en Las Palmas, está la buena música, el fútbol playero y los restaurantes para todo bolsillo. Este lugar nunca se detiene, al caer la noche los bares y discotecas se llenan de personas que llegan hasta ahí para disfrutar a lo grande.

Aquí se puede deleitar observando las olas del mar y lindas mujeres. Si le gusta disfrutar del espectáculo, al filo del malecón se encuentran las discotecas con amplia seguridad para propios y extraños.

Ayón (1987) identifica diferentes sectores en la línea de costa de la provincia de Esmeraldas teniendo en el sector Esmeraldas – extremo oriental de la ensenada de Atacames (20 kilómetros – hacia el sur) la costa de acantilados relativamente altos

(aproximadamente 50 metros) inestables, de rocas blandas, meteorizadas (lutitas, limolitas arenosas). Los pequeños valles drenan directamente al mar con fuertes pendientes en sus cauces. En el interior de estas costas se encuentran las instalaciones del puerto petrolero de Balao. Figura 2.2.

2.3 Aspectos Socioeconómicos de la población

2.3.1 Visión Actual

La ciudad de Esmeraldas con sus 130.000 habitantes, juega un papel destacado en el desarrollo económico provincial y nacional por su dotación de recursos naturales, particularmente los forestales, hídricos e ictiológicos, por su posición fronteriza con Colombia, por el aporte al abastecimiento de productos agropecuarios tanto al mercado nacional como externo, por su potencial turístico, las actividades que se derivan del funcionamiento del puerto y por la industria vinculada al petróleo en Esmeraldas.

Los aspectos más relevantes sobre la importancia cuantitativa y cualitativa en el contexto nacional son los de superficie y de recursos naturales.

Tabla IX Población en el Cantón Esmeraldas de acuerdo a Censo año 2001

Parroquias	Total	Hombres	Mujeres
Total	157.792	77.350	80.442
Esmeraldas (urbano)	95.124	45.543	49.581
Área rural	62.668	31.807	30.861
Periferia	1.443	771	672
Camarones	2.577	1.401	1.176
Cmel. Carlos Concha	1.894	1.079	815
Chinca	4.616	2.468	2.148
Majua	1.939	1.051	888
San Mateo	4.194	2.199	1.995
Tabiazo	2.699	1.423	1.276
Tachina	3.119	1.581	1.538
Vuelta Larga	40.187	19.834	20.353

Fuente: INEC 2001

La pesca tiene especial importancia y se puede tener una idea de las posibilidades del recurso si se considera que en el año 1974 se desembarcaron en el puerto de Esmeraldas alrededor de 5 millones de libras de pescado, 541 000 libras de langostinos, 90 000 de camarón rojo, un millón de libras de pomada, 34.4 millones de piezas de concha prieta y 476000 piezas de almeja.

Tiene buenas perspectivas para el desarrollo de sus recursos naturales en comparación con otras áreas del país, principalmente en lo que respecta a recursos forestales e ictiológicos.

La ciudad de Esmeraldas tiene vinculaciones con el resto del país, principalmente con Quito y Guayaquil, y con el exterior a través de las actividades de exportación e importación que se realizan por el puerto del mismo nombre.

El resto de los centros urbanos de este subsistema se encuentran relativamente aislados, y por lo general tienen su principal vinculación con la ciudad de Esmeraldas solamente.

2.3.3 División Política –administrativa

La ciudad de Esmeraldas es la capital de la provincia y del Cantón que llevan su mismo nombre se asienta en la margen izquierda de la desembocadura del río Esmeraldas. Se encuentra dividida en cinco parroquias urbanas: Esmeraldas, Quinindé, Luis Tello, Cinco de Agosto y Bartolomé Ruiz y seis parroquias rurales asentadas en las riberas del Esmeraldas y que son: Tachina, Chinca, San Mateo, Majua, Viche y Malimpia.

2.3.4 Infraestructura vial y comunicaciones

La red vial tiene tres ejes permanentes, Esmeraldas se conecta con la sierra al norte principalmente a través de la carretera Esmeraldas, Quinindé, Santo Domingo y Quito, y al sur con la carretera a Guayaquil. Otro eje de unión con la

sierra norte y que es muy débil es a través del ferrocarril que une a Ibarra con San Lorenzo, el cual se encuentra en muy precarias condiciones de funcionamiento.

En torno al eje de desarrollo que une a Santo Domingo con Esmeraldas, se observa un mayor grado de ocupación y explotación del territorio, que culmina con una fuerte concentración urbana en la ciudad de Esmeraldas, desde donde se ramifica por el litoral oeste.

El tercer eje es interno y está constituido por la carretera costanera Muisne – La Tola. Un cuarto eje no permanente funciona entre Esmeraldas y San Lorenzo, por carretera de verano.

En el resto de la Provincia de Esmeraldas se presentan serios problemas de accesibilidad, y por lo tanto la densidad de población es muy baja.

En conclusión se puede decir que desde el punto de vista territorial, los cantones de Esmeraldas, Quinindé y Muisne, están localizadas en torno al eje de desarrollo Quito-Esmeraldas y sus ramificaciones al litoral oeste, y el resto de la Provincia de Esmeraldas está interrelacionada en forma independiente con el resto del país, principalmente con Quito la primera y con Quito y Guayaquil la segunda.

2.3.5 Ordenamiento territorial, Urbanismo y Calidad de agua

Existe una fuerte concentración urbana en la ciudad de Esmeraldas, desde donde se ramifica por el litoral oeste. La expansión urbana es caótica. El Niño 97-98 produjo grandes desastres en la ciudad.

En el resto de la Provincia de Esmeraldas se presentan serios problemas de accesibilidad, y por lo tanto la densidad de población es muy baja.

En cuanto a la situación de las poblaciones próximas a la línea de playa en cuanto a servicios y su relación con los procesos costeros, la ciudad de Esmeraldas en el 42% está servida con agua potable. Es abastecida de agua potable por medio de un sistema regional. Capta sus aguas del río Esmeraldas por medio de bombas. Eleva el agua a la planta de tratamiento localizada en la comunidad de San Mateo a orillas del río Esmeraldas. El agua ya tratada es impulsada por equipos de bombeo a los tanques de carga y de estos se distribuye el líquido por un acueducto de acero de 900 mm de diámetro a la ciudad de Esmeraldas y sus balnearios (figura 2.3). En 1987, las empresas INAM y OTECO en su informe de los "Estudios definitivos para el sistema de agua potable de Esmeraldas y su zona de influencia", determinaron que las distintas zonas donde se ubicaban los

componentes del sistema de agua potable eran terrenos inestables; arcillosos y limosos, propensos a deslizamientos, por lo cual se tomaron las consideraciones necesarias para evitar en lo posible la afectación del sistema, sin embargo pese a las medidas adoptadas durante la ocurrencia del fenómeno El Niño se registraron numerosos daños, principalmente en las líneas de conducción y los tanques de almacenamiento, produciendo contaminación en el agua.

Los bancos de arena de la desembocadura del río Esmeraldas son ocupados por pobladores de escasos recursos, lo cual constituye un grave peligro por tratarse de ambientes erosionables, inestables e inundables.

Las descargas domésticas, las que se originan desde la refinería y los desechos domésticos e industriales transportados desde Quito por los ríos Machángara – Guayllabamba son los principales factores de deterioro en la calidad de las aguas.

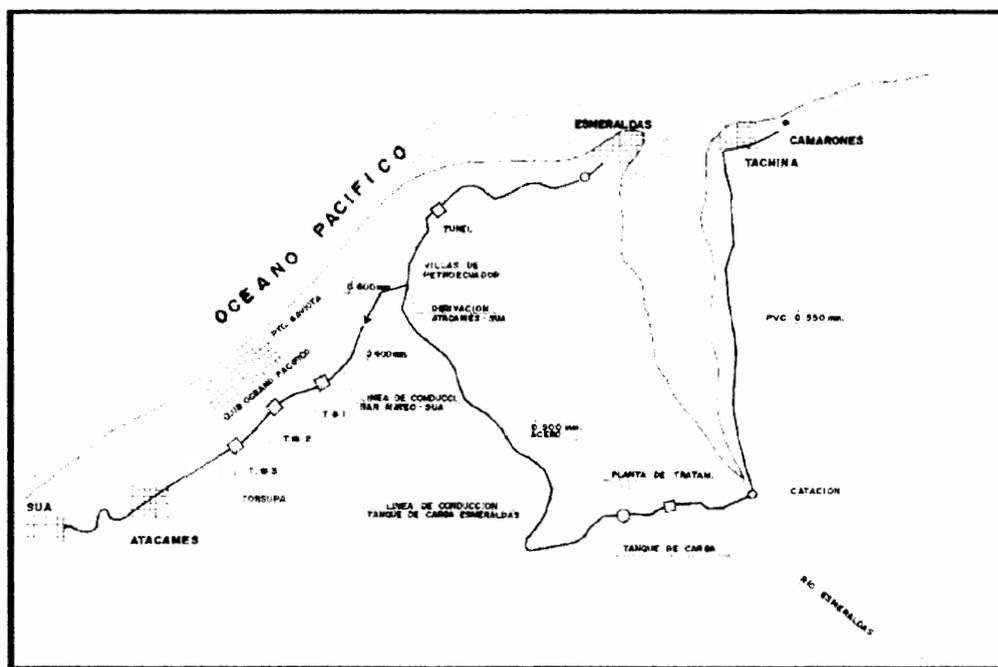


Figura 2.3 Sistema regional de agua potable de Esmeraldas. Fuente: www.cepis.ops-oms.org

El gran crecimiento urbano y el hecho que el 40% de la ciudad no cuente con alcantarillado sanitario, degradan la calidad del ambiente en la ciudad. Las aguas servidas que si están canalizadas (sector Las Palmas) son conducidas por tubería submarina a unos 1.600 metros de la orilla y vertidos a unos 20 metros de profundidad.

La refinería de petróleo es una de las principales causantes de la degradación del medio en la ciudad de Esmeraldas, por sus significativas descargas de hidrocarburos en las aguas del río Teaone producidas por el rebosamiento de las llamadas piscinas de aguas lluvias (1984), así mismo en 1984, por el derrame de 100.000 galones de gasolina.

Durante el Niño 97-98 las piscinas se rebosaron por meses, hubo un incendio grande y gran contaminación del río. De trabajos realizados por la Universidad de Esmeraldas (1987) se estableció la presencia de residuos de hidrocarburos.

2.3.6 Actividades Económicas

2.3.6.1 Agricultura y Ganadería

El suelo esmeraldeño es muy fértil. Prácticamente todo lo que se siembra en esta tierra prodigiosa se produce con éxito: maíz, fréjoles, algodón, oleaginosas, cítricos, legumbres, una gran variedad de frutas (sandías, melones, plátanos, caña, cocoteros) palma africana, abacá, ramio, arroz. Sin embargo, en el pasado ha tenido como productos de exportación solamente el tabaco, café, cacao y banano. Las tierras esmeraldeñas tienen vocación para la cría de ganado. La población de ganado bovino supera las 200 mil cabezas y la de ganado porcino las 113 mil. Se ha importado ganado Brown Swiss, Brahman, Santa Gertrudis y Holstein. El área dedicada a pastos es superior a 235 mil hectáreas.

El caso del banano

Desde 1948 hasta 1968 se dio un período de auge bananero que dio como resultado un aumento de la inmigración interna y la reactivación de empresas que no eran sino intermediarios mayoristas que retenían una clientela campesina ligada a ellos por préstamos en dinero y en productos. La empresa exportadora de banano asignaba cupos a una red de comerciantes y tres días antes del embarque daban aviso a los campesinos para el corte y expedición de la fruta hasta los sitios determinados. En el cultivo predominaban las unidades productoras familiares. A partir de 1967 se reduce la exportación bananera de Esmeraldas debido a la incorporación de las zonas bananeras de El Oro, Guayas y Los Ríos y además debido a que las empresas multinacionales prefirieron la variedad Cavendish a la Gross Michel. La superficie cultivada se redujo en forma notable y con la crisis empieza la pauperización campesina, la concentración de la propiedad y la diversificación de cultivos (cría de ganado vacuno, cacao, camaroneras, café). Empieza también la explotación maderera de los grandes recursos forestales de la

provincia. Sin embargo, el banano continúa siendo el primer producto agrícola.

2.3.6.2 Industria

Las ramas industriales más importantes son: productos químicos derivados del petróleo (refinería de Esmeraldas), la industria maderera y la de productos alimenticios. El número de trabajadores ocupados en la actividad manufacturera es bajo. Existen fábricas que producen conservas de palmito y en la industria maderera varias empresas grandes. Existen muchos aserríos para toda clase de maderas, inclusive de balsa para la exportación, Las trozas son transportadas por vía fluvial hasta Esmeraldas y desde allí a los centros de procesamiento. El sector industrial se encuentra todavía abierto a muchas posibilidades de inversión en la agroindustria. Esmeraldas es muy rica en pesca, especializándose en la captura del camarón, langostino y el camarón pomada. El langostino es procesado en diferentes empresas pequeñas instaladas en el puerto donde luego se lo empaca en cartones y se lo envía a Guayaquil desde donde se lo

exporta, Esmeraldas es un puerto pesquero de primer orden desde el cual diariamente salen cientos de toneladas de pescados y mariscos hacia las diferentes ciudades de costa y sierra.

2.3.6.3 La Refinería Estatal

La Refinería Esmeraldas, está situada junto a la ciudad de Esmeraldas.

La planta inició su operación en 1978, con una capacidad de 55.600 barriles diarios. Su primera ampliación, a 90 mil barriles diarios, se produjo en 1989. A comienzos de 1995, se inició su segunda ampliación a 110 mil barriles diarios.

La planta está en capacidad de producir gasolinas sin plomo y de cumplir lo estipulado en la "Ley de Regulación de la Producción y la Comercialización de Combustibles en el Ecuador", expedida en octubre de 1995, en donde se prohíbe la utilización de tetraetilo de plomo en la preparación de las gasolinas a partir de junio de 1998.

En los tanques de almacenamiento se recibe el petróleo crudo de los campos de explotación del

oriente ecuatoriano, parte del petróleo es refinado y el resto se exporta por el puerto de Esmeraldas.

Esta planta cuenta con las siguientes unidades de proceso. Ver tabla X.

Tabla X Unidades de Proceso de la Refinería de Esmeraldas

Unidad	Capac. Diseño BPD
Destilación atmosférica	110.000
Destilación al vacío	45.300
Reductora de viscosidad	31.500
Reformación catalítica	2.780
Craqueamiento catalítico fluido o FCC	18.000
Tratamiento de jet fuel	15.000
HDT de nafta (NUEVA)	13.000
Reformación catalítica CCR (NUEVA)	10.000
HDS para diesel premium	24.500
Merox LPG	5.522
Merox gasolina	12.080
Planta de azufre antigua	(T/d) 12.9
Planta de azufre nueva	(T/d) 50
Despojador agua amargas antigua	(T/d) 23.7
Despojador agua amargas nuevo	(T/d) 8
Oxidadora de asfaltos	---

Fuente: www.petroecuador.com.ec

La producción de la refinería tiene como objetivo satisfacer la demanda de combustibles del país, con el consiguiente ahorro de divisas, y la exportación de ciertos productos. Sus principales productos son:

- Gas licuado de Petróleo
- Gasolinas

- Diesel
- Jet fuel
- Fuel oil (*)
- Asfaltos
- Azufre peletizado

* El Fuel oil es el principal producto de exportación por el terminal marítimo.

Para el movimiento de productos se ocupa la siguiente infraestructura:

El oleoducto trans ecuatoriano.- que tiene una capacidad de 330.000 barriles por día de operación para transportar crudo desde los campos de explotación en el oriente.

El Poliducto Esmeraldas – Quito.- para distribución de gasolinas, diesel y jet fuel al centro del país.

El Terminal Marítimo.- para exportación o importación de crudo y productos

El patio de llenaderas.- para despacho de: gas licuado de petróleo, gasolinas, jet fuel, diesel, fuel oil, asfaltos, en auto tanques.

Para el año 2000, la producción de la Refinería Esmeraldas como lo indica la tabla XI

Tabla XI Producción de Refinería Esmeraldas durante el año 2000

Producto	Volumen (m3)
Gas licuado de petróleo	254.485
Gasolina extra	735.481
Gasolina super	566.550
Jet fuel	211.400
Diesel 1	53.050
Diesel premium	261.782
Diesel 2	883.936
Fuel oil 4	554.286
Fuel oil 6	2237.560
Asfalto RC250	32.128
Cemento asfáltico	96.637
Azufre	3.876.791

PMRC 1998

2.3.6.4 Puerto Comercial

El Puerto de Esmeraldas es una instalación ubicada en la costa del Océano Pacífico destinada a recibir embarcaciones de diverso tamaño, y que cuenta con facilidades requeridas para carga y descarga de mercadería.

Las instalaciones del puerto comercial están dentro de un recinto completamente cerrado, que cuenta con adecuadas condiciones de seguridad y vigilancia.

El terreno donde funciona el puerto se ha conformado con un relleno compactado que en parte es material proveniente del mismo dragado del puerto y en parte material proveniente de canteras.

Las principales instalaciones de este puerto son:

- Vías de acceso pavimentadas.
- Áreas de estacionamiento para vehículos pesados y livianos.
- Vías interiores de circulación pavimentadas en muy buen estado.
- Control de ingreso y salida.
- Cerramiento completo del recinto.
- Infraestructura completa de servicios públicos: red eléctrica, red telefónica, agua potable y alcantarillado.

Este Puerto es uno de los principales puertos ecuatorianos, las tablas XII, XIII, XIV, XV, XVI, XVII y XVIII muestran el movimiento comercial existente en el mencionado puerto.

Edificaciones para áreas de administración, servicios, vigilancia talleres y otros.

A mas del puerto, Esmeraldas cuenta con el terminal petrolero de Balao, (CEPE 1983) que está localizado a 4 kilómetros del puerto y tiene un movimiento creciente sostenido. En 1980 recibió 103 naves y cinco años después 172 y las exportaciones de crudo pasaron de 5.6 millones de toneladas métricas a 9.7

millones. Entre agosto del 94 y junio del 95 el país exportó 90 millones de barriles por este puerto.

Las boyas del terminal están a 3 millas de la playa, la profundidad es de 120 pies y tienen capacidad para buques con un máximo de 135 pies de manga y 52 de calado. La carga se efectúa por mangueras flotantes. El sistema de deslastre es separado del sistema de carga, la tasa máxima de deslastre es de 50.000 barriles por hora. El terminal tiene sistema automático completo y dispone de energía propia para emergencia. Sobre la operación del terminal, no se ha informado contaminación significativa (DIGMER 1985).

Entre el terminal de Balao y el Puerto Comercial, se ubica el terminal provisional de productos limpios de la refinería (TEPRE), que sirve para evacuar los derivados. La profundidad máxima del agua es de 14 metros en el sitio de carga.

Tabla XII Carga (TM) y naves movilizadas por el puerto de Esmeraldas.

Años	Naves	Importación	Exportación	Total
1978	50	133318	1000	134318
1979	50	49204	2233	51437
1980	97	81110	19382	100492
1981	103	101847	23361	125208
1982	92	102106	17643	119749
1983	52	111974	1519	113493
1984	57	150891	584	151475
1985	73	148734	417	149151
1986	145	123730	12397	136127
1987	118	123276	11780	135056
1988	168	159060	24268	183328
1989	169	158459	47963	206422
1990	180	113195	50583	163778
1991	198	195296	71705	267001
1992	215	264420	144556	408976
1993	239	292920	102316	395236
1994	255	353566	170642	524208
1995	240	366970	289786	656756
1996	217	363463	325790	689253

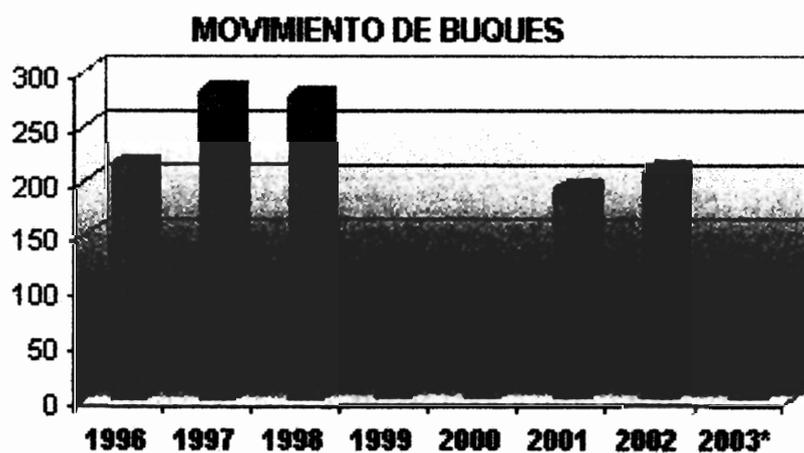
Fuente: DIGMER, Estadísticas Portuarias, 1983-1996

Tabla XIII Buques atendidos a partir de 1996 por el puerto de Esmeraldas.

Buques Atendidos	
Año	Buques
1996	214
1997	282
1998	277
1999	134
2000	121
2001	192
2002	208
2003*	99

Fuente: www.puertoesmeraldas.com

* Primeros 6 meses del año



Fuente: www.puertoesmeraldas.com

Tabla XIV Buques atendidos a partir de 1996 por el puerto de Esmeraldas.

Carga Total Movilizada (en toneladas métricas)							
Año 1997- 1998 - 1999 - 2000- 2001-2002-2003							
Meses	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003*
Enero	68,092.00	104,081.00	123,646.00	68,618.00	82,101.00	119,915.00	61,007.00
Febrero	65,940.00	48,001.00	40,230.00	72,171.00	125,239.00	180,649.00	106,589.00
Marzo	85,298.00	41,095.00	31,760.00	36,866.00	91,137.00	64,665.00	75,936.00
Abril	34,425.00	17,801.00	66,462.00	64,402.00	87,013.00	99,147.00	77,757.00
Mayo	71,339.00	68,836.00	10,679.00	61,919.00	88,937.00	68,236.00	30,999.00
Junio	31,496.00	51,330.00	56,042.00	63,679.00	57,072.00	173,703.00	108,833.00
Julio	87,070.00	114,153.00	14,881.00	135,952.00	60,165.00	116,280.00	
Agosto	84,282.00	111,281.00	56,065.00	35,368.00	172,751.00	45,692.00	
Septiembre	89,168.00	22,642.00	33,340.00	65,653.00	54,092.00	90,945.00	
Octubre	73,813.00	94,685.00	71,657.00	115,271.00	141,141.00	148,397.00	
Noviembre	139,785.00	14,750.00	61,066.00	42,759.00	96,192.00	88,765.00	
Diciembre	47,242.00	97,036.00	24,152.00	54,382.00	80,889.00	65,764.00	
Total	877,950.00	785,691.00	589,980.00	817,040.00	1,136,729.00	1,262,158.00	461,121.00

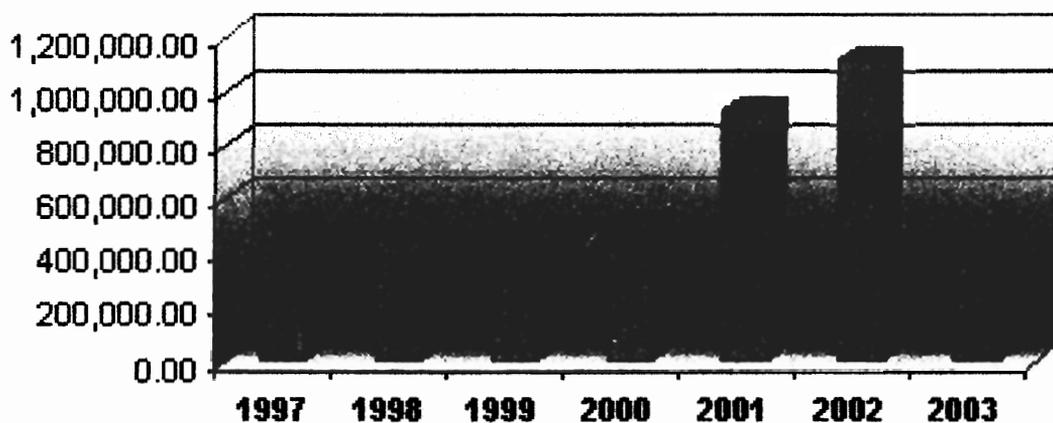
Fuente: www.puertoesmeraldas.com**CARGA MOVILIZADA EN IMPORTACION**Fuente: www.puertoesmeraldas.com

Tabla XV Principales Productos de Exportación en el Puerto de Esmeraldas

Principales Productos de Exportación	
Enero - Junio/2003	
Productos	Toneladas
Astilla	49,980.00
Otros	12,442.00
Total	62,422.00

Fuente: www.puertoesmeraldas.com



Fuente: www.puertoesmeraldas.com

Tabla XVI Principales Productos de Importación del Puerto de Esmeraldas

Principales Productos de Importación	
Enero - Junio /2003	
Productos	Toneladas
Fertilizantes	1,405.00
Cemento y Mat. Construcción	1,506.00
Papel y sus prod.	2.00
Artículos de metal	1,833.00
Vehículos, maquinarias	154,628.00
Prod. Químicos	4,472.00
Hierro, Acero	223,032.00
Otros	11,821.00
TOTAL	398,699.00

Fuente: www.puertoesmeraldas.com



Fuente: www.puertoesmeraldas.com

Tabla XVII Carga Movilizada en Importaciones en el Puerto de Esmeraldas

Carga Movilizada en Importaciones							
(en Toneladas Métricas)							
Año 1997- 1998 - 1999 - 2000- 2001- 2002-2003							
Meses	1997	1998	1999	2000	2001	2002	*2003
Enero	17,342.00	42,633.00	40,366.00	31,633.00	33,308.00	119,915.00	58,349.00
Febrero	58,570.00	39,983.00	35,105.00	31,857.00	86,388.00	133,060.00	55,809.00
Marzo	27,064.00	36,042.00	26,160.00	36,827.00	91,117.00	64,584.00	73,277.00
Abril	7,654.00	12,394.00	27,974.00	19,498.00	39,428.00	99,147.00	75,582.00
Mayo	33,969.00	9,911.00	8,459.00	61,616.00	88,937.00	68,015.00	28,952.00
Junio	24,360.00	46,758.00	9,325.00	17,545.00	56,280.00	119,020.00	106,730.00
Julio	64,991.00	60,572.00	12,665.00	48,367.00	58,179.00	116,280.00	
Agosto	28,436.00	69,609.00	15,791.00	34,378.00	136,608.00	43,835.00	
Septiembre	48,939.00	18,301.00	30,496.00	64,748.00	53,632.00	89,985.00	
Octubre	63,958.00	54,117.00	22,725.00	67,364.00	104,648.00	107,148.00	
Noviembre	90,465.00	8,931.00	26,649.00	42,759.00	96,192.00	87,450.00	
Diciembre	31,437.00	58,936.00	23,337.00	54,321.00	80,449.00	65,083.00	
Total	497,185.00	458,187.00	279,052.00	510,913.00	925,166.00	1,113,522.00	398,699.00

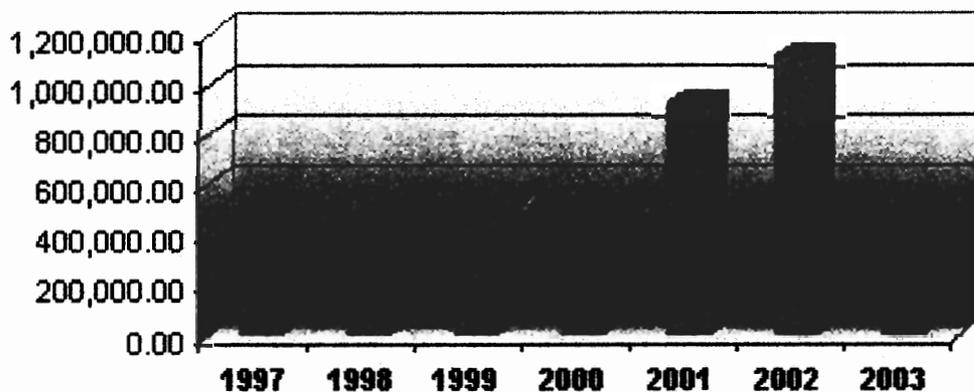
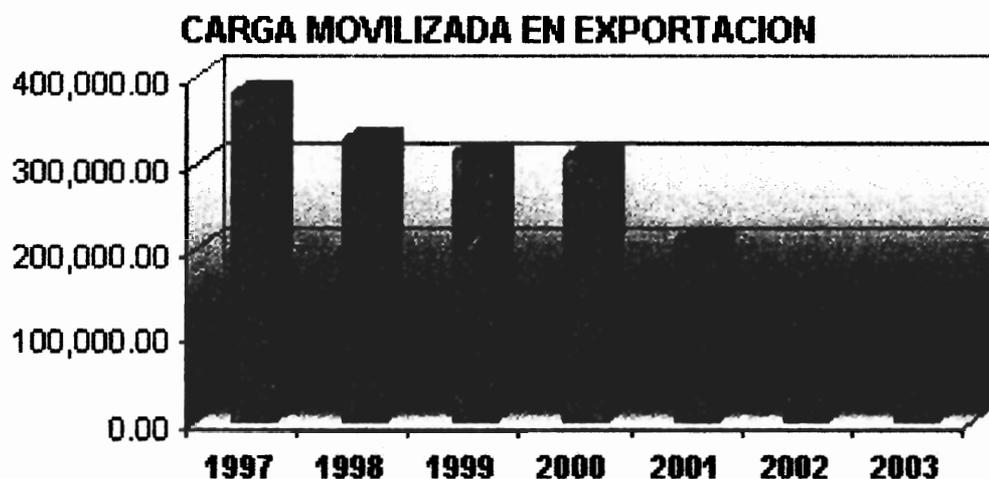
Fuente: www.puertoesmeraldas.com**CARGA MOVILIZADA EN IMPORTACION**Fuente: www.puertoesmeraldas.com

Tabla XVIII Carga Movilizada en Exportaciones en el Puerto de Esmeraldas

Carga Movilizada en Exportaciones							
(en Toneladas Métricas)							
Año 1997- 1998 - 1999 - 2000- 2001- 2002-2003							
Meses	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003
Enero	50,750.00	61,448.00	83,280.00	36,985.00	48,793.00	0.00	2,658.00
Febrero	7,370.00	8,018.00	5,125.00	40,314.00	38,851.00	47,589.00	50,780.00
Marzo	58,234.00	5,053.00	5,600.00	39.00	20.00	81.00	2,659.00
Abril	26,771.00	5,407.00	38,488.00	44,904.00	47,585.00	0.00	2,175.00
Mayo	37,370.00	58,925.00	2,220.00	303.00	0.00	221.00	2,047.00
Junio	7,136.00	4,572.00	46,717.00	46,134.00	792.00	54,683.00	2,103.00
Julio	22,079.00	53,581.00	2,216.00	87,585.00	1,986.00	0.00	
Agosto	55,846.00	41,672.00	40,274.00	990.00	36,143.00	1,857.00	
Septiembre	40,229.00	4,341.00	2,844.00	905.00	460.00	960.00	
Octubre	9,855.00	40,568.00	48,932.00	47,907.00	36,493.00	41,249.00	
Noviembre	49,320.00	5,819.00	34,417.00	0.00	0.00	1,315.00	
Diciembre	15,805.00	38,100.00	815.00	61.00	440.00	681.00	
Total	380,765.00	327,504.00	310,928.00	306,127.00	211,563.00	148,636.00	62,422.00

Fuente: www.puertoesmeraldas.comFuente: www.puertoesmeraldas.com

2.3.7 Recursos Vegetales

Los suelos de la provincia son muy ricos en recursos vegetales. La flora es abundante y rica. Mención especial merece sus recursos forestales que han hecho posible una gran exploración maderera en una extensión que sobrepasa las 3 mil hectáreas. Las principales maderas que se encuentran en la provincia son: chanul, balsa, laurel, sande, madera blanca, virola, guayacán, tangaré. El acceso para la explotación forestal ha sido relativamente fácil pero existe el peligro de que se altere el sistema ecológico y se inicie un proceso de desertificación si la explotación no es debidamente controlada y no se efectúa la reforestación. Existe una amplia gama de bellas palmeras, frutales, plantas ornamentales, medicinales y flores de varias especies. Fotos

2.3.8 Lugares turísticos, comidas y bebidas típicas

Se ha dicho con razón que hablar de Esmeraldas es hablar de la belleza mágica de sus playas, de su arena suave y del mar tibio que las baña. Escalonadas en la costa están situadas las playas a donde convergen los turistas. La playa más cercana a la ciudad de Esmeraldas es Las Palmas que se ha reducido por el crecimiento de la ciudad. La temperatura de esta zona playera fluctúa entre 20 grados

centígrados y 25 grados centígrados en verano y asciende hasta los 30 grados centígrados en invierno.

Las comidas típicas de esta tierra verde como se la conoce a Esmeraldas son:

El pusandao, preparado con carnes de cerdo, plátano y yuca.

El tapao, base de carne de res secada al sol y cocinada conjuntamente con plátano.

Los encocados: estofados de pescado, carne de res o de chanco, adobados con zumo de coco.

La cazuela: plato preparado con plátano raspado, pescado o camarón.

Las cocadas

Como bebida se toma el mazato a base de maduro molido y agua, la chucula, mezcla de guineo cocido con leche y batido.

2.3.9 Arqueología folklore y artesanías

Con el nombre de "La Tolita" o "Tumaco-Tolita" se designa a un conjunto homogéneo de vestigios precolombinos que se han descubierto desde la desembocadura del río Saija en Colombia hasta la bahía de San Mateo en Esmeraldas. Los arqueólogos han determinado que allí se dio un proceso de

cambio y desarrollo cultural que llegó a su apogeo alrededor del inicio de la era cristiana.

El folclore esmeraldeño se manifiesta especialmente en la música, la danza y la copla. La música y la danza se conjugan en la marimba que designa no sólo al instrumento sino la fiesta típica esmeraldeña. La marimba va acompañada de otros instrumentos como el cununo y el guazá. El "currulao" o danza de la marimba es un baile frenético y apasionado. Para el baile las mujeres usan polleras amplias, adornan sus orejas con grandes argollas y agitan pañoletas de colores. Los hombres llevan camisa blanca anudada a la cintura, pantalón blanco, pañuelo y a veces sombrero. Hombres y mujeres danzan con los pies desnudos. En las canciones existe una gran variedad de coplas de autores anónimos. La expresión literaria popular tiene en Esmeraldas una forma poética que es la décima que tuvo su origen en el período de la colonia. La décima compendia la sabiduría popular: los poemas instruyen, moralizan, critica, divierten pero señalan la realidad y los modos de vencer los peligros,

Artesanía del coral negro

Una importante artesanía artística que se ha desarrollado en los años recientes en los sitios próximos a las playas, es la del coral negro. Hábiles artífices trabajan este material que se lo encuentran en abundancia en el mar de Esmeraldas. Se confeccionan brazaletes y collares en una gran variedad de diseños y tienen mucha demanda por los turistas y visitantes.

CAPITULO 3

3. METODOLOGÍA

3.1 Revisión de la Información Existente

3.1.1 Características Oceanográficas e Hidrográficas

La información sobre oleaje usada en el presente estudio fue obtenida de los trabajos realizados por INOCAR entre Julio – octubre del 2001 frente a Punta Gorda en la posición que indica la figuras 3.1 y 3.2. Dicha información se obtuvo mediante un Olígrafo autocontenido SEA BIRD instalado aproximadamente a 3.000 m del Puerto de Esmeraldas, en el veril de los 18 metros. Mientras que la información de corrientes se la obtuvo de los Estudios Oceanográficos y Geológicos del Puerto de Esmeraldas realizados en Junio de 1996.

3.1.1.1 Oļas

Las olas en las costas del Ecuador generalmente son de origen lejano, es decir que se forman por vientos en aguas profundas y viajan grandes distancias antes de arribar a las costas. Durante el viaje cambian sus características físicas y se aproximan a la costa con una energía diferente a la inicial, pero conservando el período. Una vez que las olas están en aguas rasas, es decir que sienten la influencia del fondo, la dirección de la ola se adapta a la batimetría del sitio y se aproxima a la playa, casi en forma perpendicular a la línea de costa. Se debe también considerar la importancia de los vientos locales como generador del oleaje en algunas zonas costeras.

Al observar las olas a lo largo de la costa ecuatoriana, se encuentran diferencias notables en la altura. En forma general en el Ecuador la dirección predominante del oleaje es desde el sudoeste con altura promedio de 1 m/s, con un período típico en el rango entre 12 y 16 s (para olas generadas en aguas profundas) y de alrededor de 5 segundos (para olas generadas por vientos locales). Existe también una

componente importante del oleaje proveniente del noroeste provocada por tormentas en el Pacífico norte y central, la misma que arriba con mayor energía y cuyos efectos se sienten con mayor fuerza la parte norte del país.

De las mediciones realizadas por INOCAR en diferentes puntos de la costa del Ecuador se ha detectado un comportamiento estacional en las alturas de olas, incrementándose en la época húmeda y decreciendo en la seca.

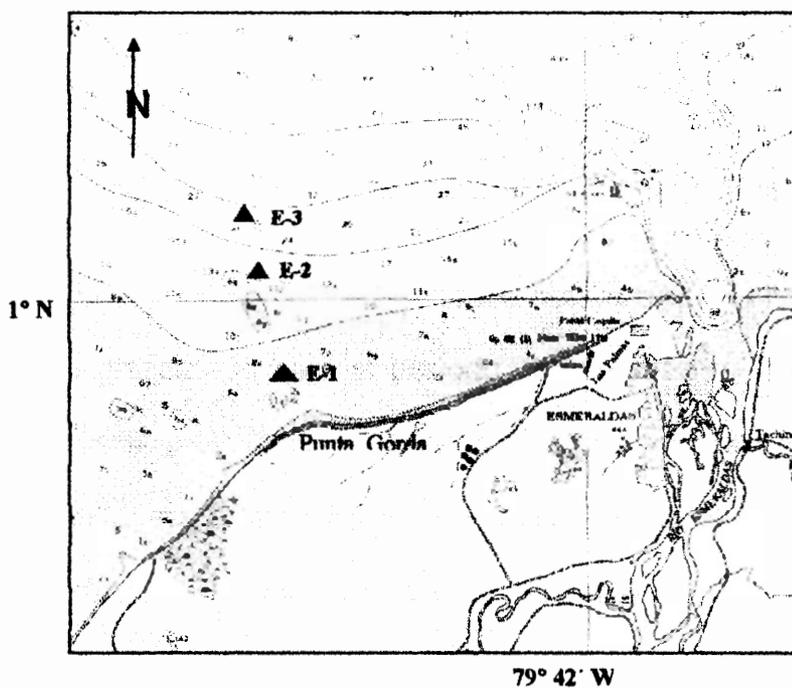


Figura 3.1 Ubicación de Estaciones para medir Corrientes y Olas (E-2) frente a Punta Gorda- Esmeraldas. INOCAR Julio- Octubre 2001.

En la zona norte (Esmeraldas): La principal dirección del oleaje es el proveniente del sudoeste, que se presenta durante todo el año, el oleaje desde el noroeste es esporádico, especialmente en la época lluviosa, y suele causar olas de gran altura que provocan destrucción en la zona costera al estar las costas expuestas a la acción directa de este oleaje.

Los datos de oleaje proporcionados por INOCAR, corresponden al período comprendido entre julio y octubre de 2001.

Los valores registrados para el período de medición corresponden a promedios diarios, ver Figura 3.3a, donde se observa una altura promedio de 0.38 m.

En el gráfico de frecuencias u ocurrencia de alturas significativas para el período de muestreo, el rango varía entre 0.08 m y 0.98 m. Olas con alturas entre 0.22 m y 0.50 m, están presentes con una frecuencia de 76.6 % y olas con alturas mayores a 0.60 m, con menor frecuencia. Figura 3.3b.

En cuanto al período de las olas registradas, el período osciló entre 5 y 23 s, con un promedio general de 14.58 s, Figuras 3.4a.

De los gráficos de frecuencia o porcentaje de ocurrencia figura 3.4b, se observa que el rango más frecuente está entre 14 y 17.5 s, con una frecuencia del 70.3%; son importantes además períodos entre 12 y 13.5 s y entre 18 y 19.5 s, con ocurrencias promedios de 12% y 8.3% respectivamente. Estas olas por su período se clasifican como olas de gravedad, cuya principal fuerza generadora es el viento.

A partir de la serie de datos de Jaramijó y Salinas se ha extrapolado la serie para Esmeraldas, la cual muestra que las olas en Esmeraldas son mas altas en un 60% respecto a las de Jaramijó, mientras que son menores en el mismo porcentaje respecto a las olas encontradas en Salinas (Figura 3.5). Además se ha realizado un gráfico probabilístico que permite conocer período de retorno de olas extremas en Esmeraldas. En la figura 3.6, los puntos representan los valores extrapolados a partir de la serie de

Jaramijó, la línea recta corresponde a la tendencia de estos valores, lo que nos permite determinar la ola máxima esperada en cierta cantidad de tiempo. Los valores obtenidos son:

Tiempo	Altura de ola
1	2.10 m
5	2.42 m
10	2.59 m
50	2.97 m

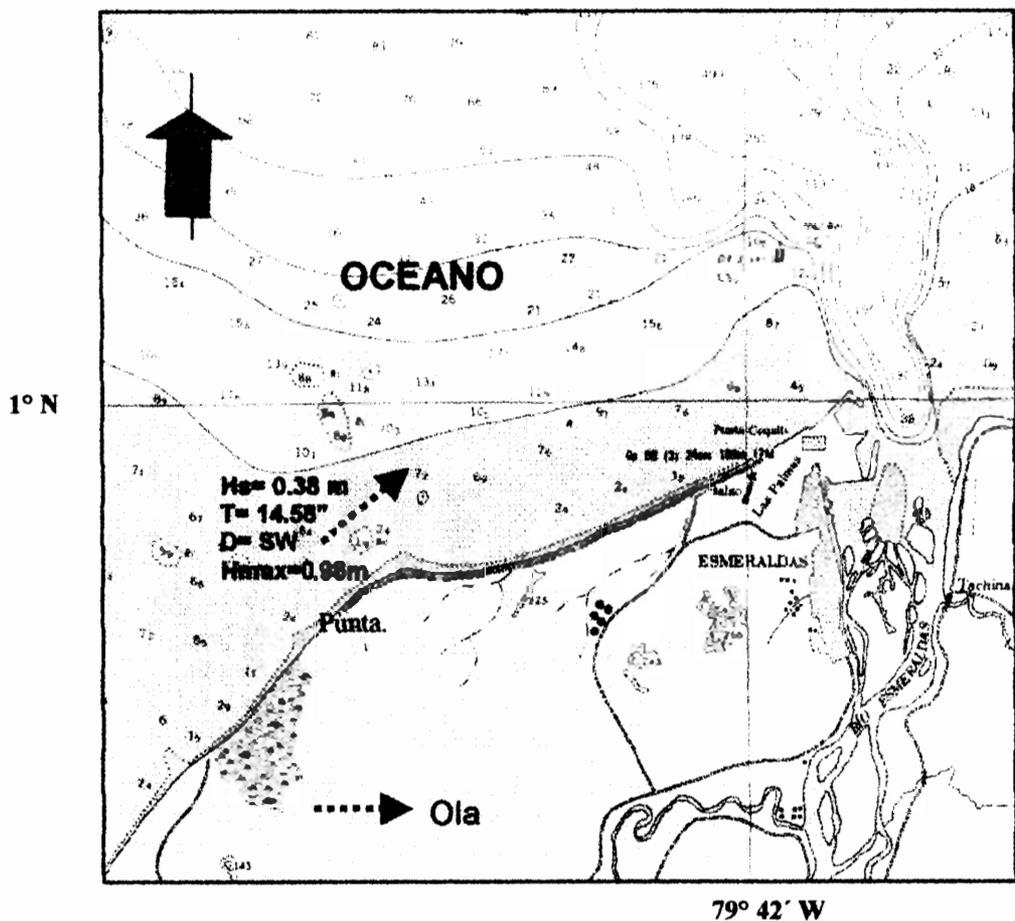


Figura 3.2 Oleaje proveniente del Suroeste. INOCAR 2001.

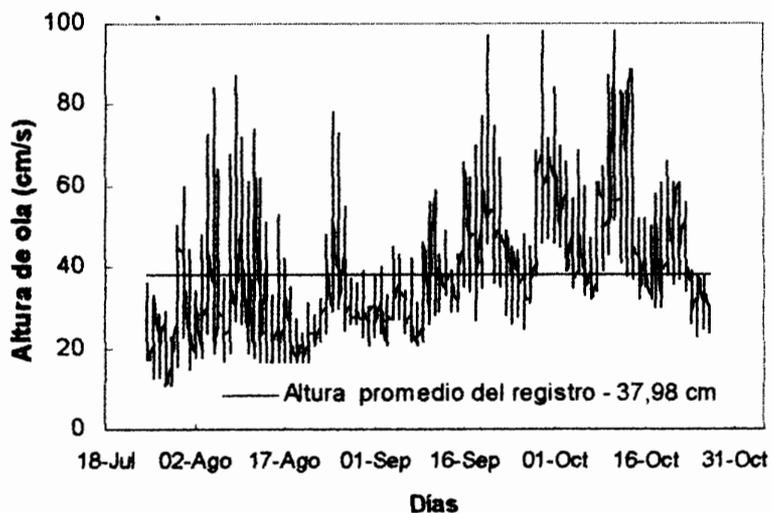


Figura 3.3a Promedios diarios de olas frente a Punta Gorda - Esmeraldas (25/07/2001 - 25/10/201). INOCAR 2001

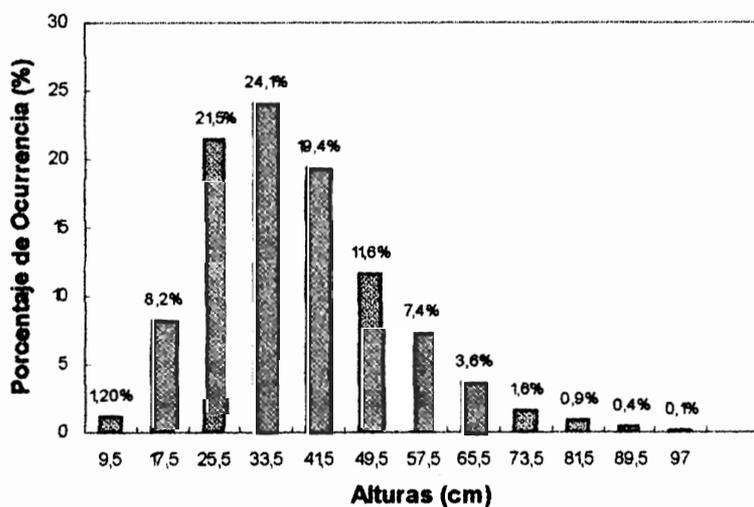


Figura 3.3b Histograma de altura de olas frente a Punta Gorda - Esmeraldas (25/07/2001 - 25/10/201). INOCAR 2001

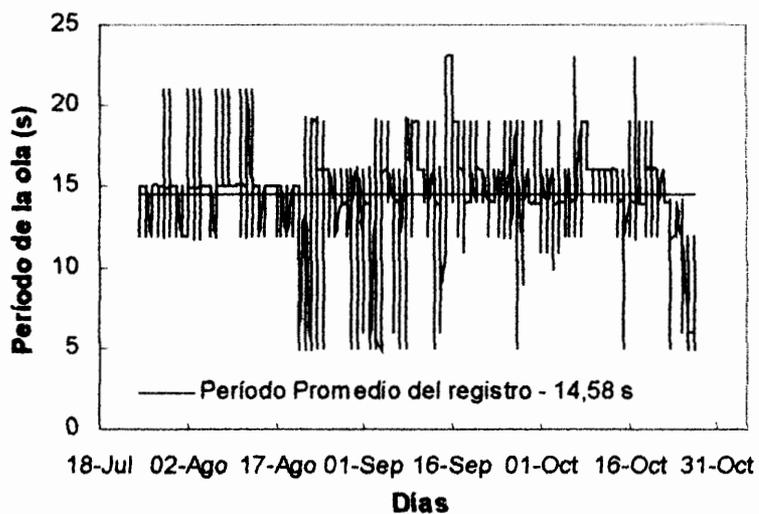


Figura 3.4a Promedios diarios de períodos de olas en Punta Gorda - Esmeraldas (25/07/2001 - 25/10/201). INOCAR 2001

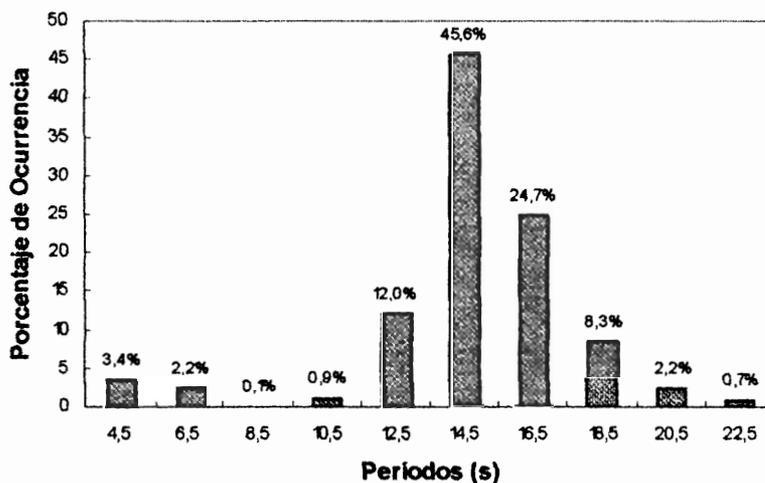


Figura 3.4b Histograma de períodos de olas en Punta Gorda -Esmeraldas ((25/07/2001 - 25/10/201). INOCAR

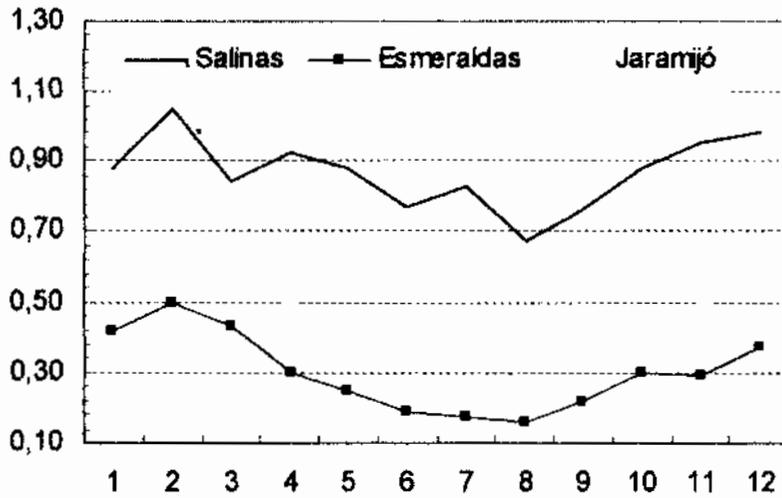


Figura 3.5 Serie de Esmeraldas, extrapolada a partir de los datos de Salinas y Jaramijó. Las olas en Esmeraldas son 60% más altas que en Esmeraldas que Jaramijó y 60% menos altas que en Salinas

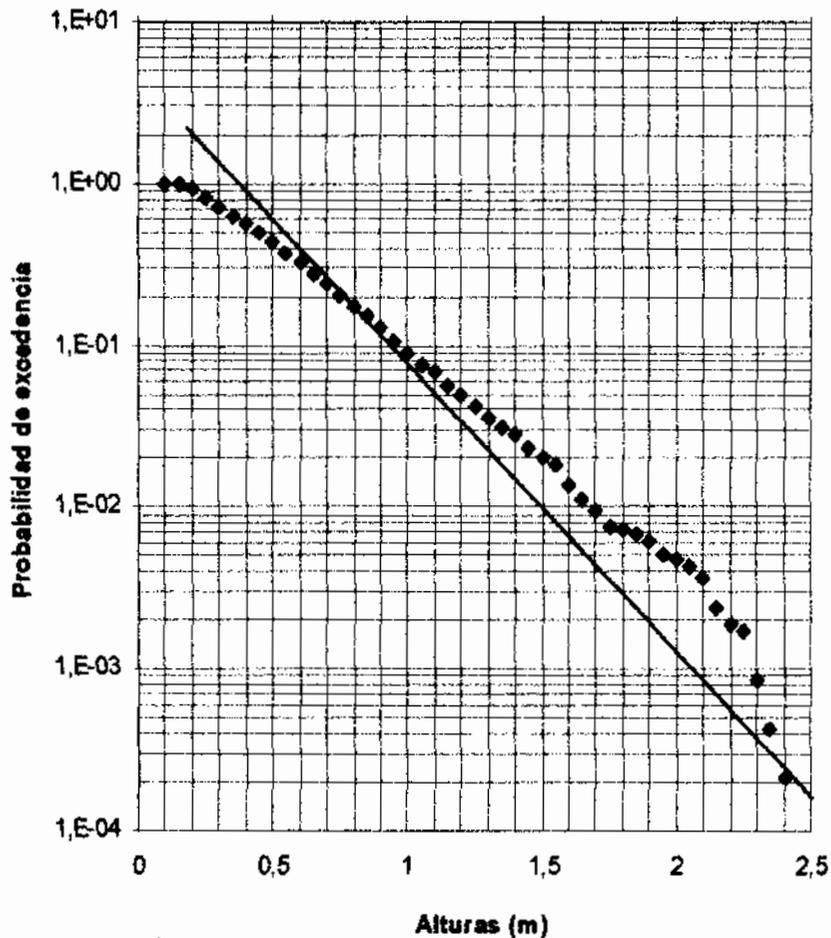


Figura 3.6 Olas extremas en Esmeraldas. Los valores obtenidos son: 2.10m, 2.42m, 2.59 y 2.97m para 1, 5, 10 y 50 años.

3.1.1.2 Corrientes

La información de corrientes que se ha obtenido corresponde al período de medición: 22 y 23 de junio de 1996. El área de medición lo indica la figura 3.7 y la metodología empleada fueron dos métodos distintos: Método Lagrangiano y Método Euleriano.

El Método Lagrangiano, se lo utilizó frente al Puerto de Esmeraldas y al exterior de sus instalaciones, obteniéndose información de corrientes superficiales y subsuperficiales (2 m), durante los dos estados de reflujos y flujos. Los períodos de medición fueron 22 y 23 de junio de 1996 y el seguimiento de las trayectorias se lo realizó durante ocho horas diarias aproximadamente, tratando de cubrir los dos estados de mareas; flujo y reflujos.

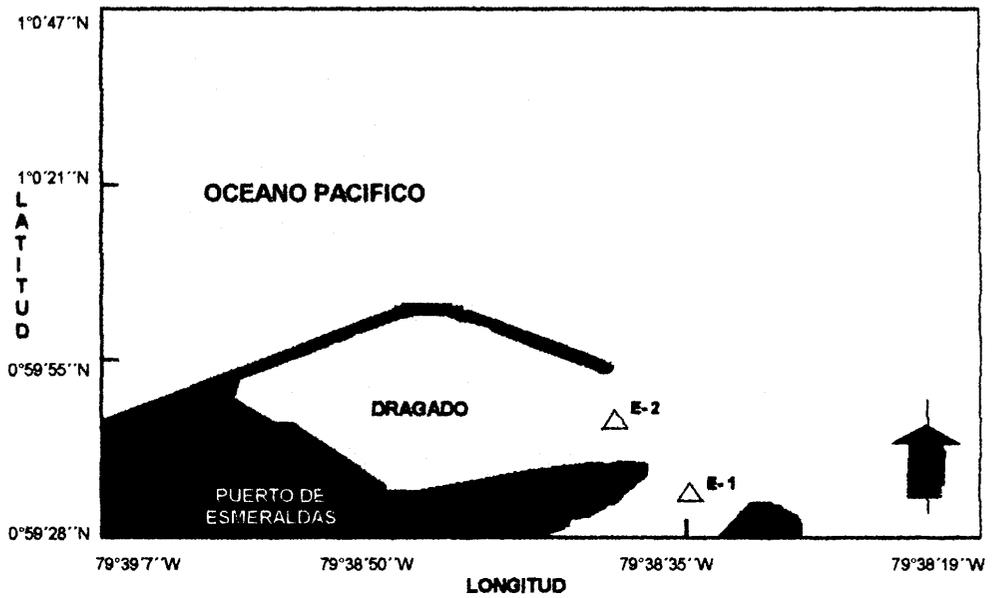


Figura 3.7 Area de mediciones de corrientes. 22 y 23 de Junio 1996. INOCAR 1996. E-1 y E-2, constituyen las estaciones donde se instaló el correntómetro S4.

Circulación Superficial y Subsuperficial

Las velocidades calculadas de acuerdo a las trayectorias seguidas por los flotadores y el tiempo que éstos tomaron en recorrer el período de mediciones estimado muestra que en el exterior de las instalaciones del Puerto de Esmeraldas, durante el estado de marea de reflujo los flotadores tienden a dirigirse hacia el noroeste alejándose de las costas (Figura 3.8) y la máxima magnitud en la velocidad fue de 0.64 m/s en la capa superficial (Tabla XIX), mientras que en la capa Subsuperficial (figura 3.9) se observó un máximo de 0.42 m/s. Para el flujo la tendencia de los flotadores superficiales fue la de dirigirse hacia el este dentro de la dársena y hacia el norte fuera de la misma, este mismo patrón fue observado a nivel Subsuperficial (figuras 3.10 y 3.11). Con respecto a las magnitudes los mayores valores fueron obtenidos en la superficie 0.28 m/s y velocidades promedio 0.13 m/s.

Tabla XIX Velocidades máximas y promedios calculadas a partir de los flotadores superficiales (S) y subsuperficiales frente a las instalaciones del Puerto de Esmeraldas.

Fecha	Flotador	V. Promedio (m/s)	V. Máxima (m/s)	Estado de marea
22/jun/96	S	0.32	0.64	Reflujo
	P	0.22	0.42	Reflujo
22/jun/96	S	0.13	0.28	Flujo
	P	0.05	0.11	Flujo
23/jun/96	S	0.16	0.60	Reflujo
	P	0.11	0.33	Reflujo
23/jun/96	S	0.21	0.45	Flujo
	P	0.13	0.25	Flujo

Fuente: INOCAR 1996

Para el segundo día de mediciones (23 de junio 1996), se observa que hacia el interior de las instalaciones del Puerto, y durante el reflujo los flotadores inician su trayectoria con dirección hacia dentro de la dársena, girando en forma paulatina para tomar su rumbo hacia fuera de la misma con dirección hacia el norte (figuras 3.12 y 3.13). Las velocidades superficiales fueron alcanzaron valores hasta de 0.60 m/s, mientras que la máxima magnitud en las capas subsuperficiales fue de 0.33 m/s, las figuras 3.14 y 3.15, muestran las trayectorias de los flotadores durante el estado de marea de flujo y permiten ver una tendencia predominante hacia el nor-noreste con magnitudes de velocidad máximas de 0.45 m/s y 0.25 m/s correspondientes al nivel superficial y Subsuperficial

respectivamente.

La distribución vertical o en la columna de agua de las corrientes es determinada mediante el Método Euleriano, a través de la información obtenida de un corentómetro perfilador modelo S4 autocontenido, correspondiente a dos estaciones instaladas como lo muestra la Figura 3.7. En cada una de las estaciones se hicieron 12 horas de medición con la finalidad de establecer una idea general de las corrientes en la columna de agua que complementa la obtenida por la anterior metodología.

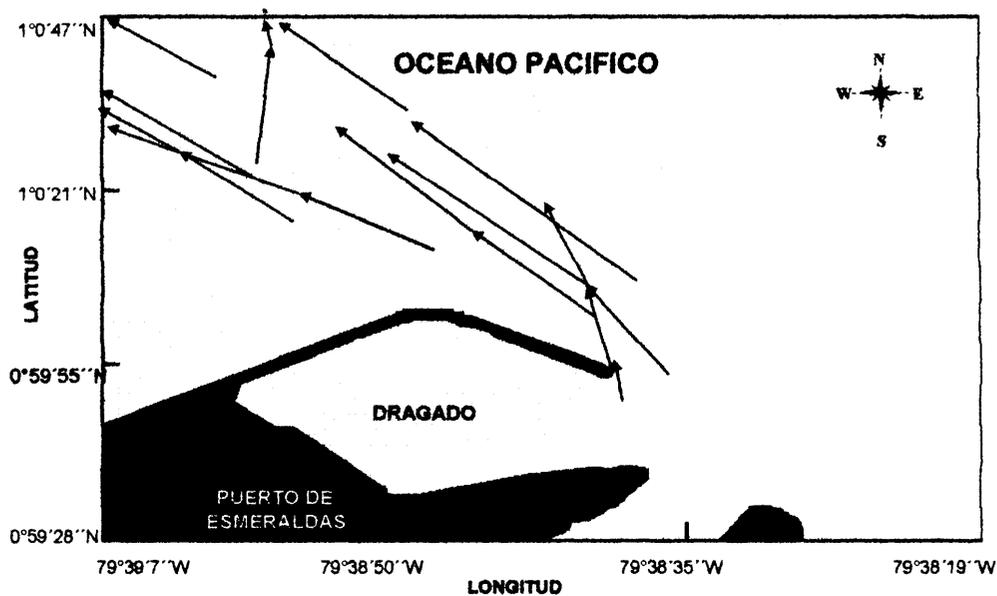


Figura 3.8 Dirección de las corrientes superficiales, frente a las instalaciones del Puerto de Esmeraldas, calculadas a partir de flotadores durante el reflujo. Junio 22/1996. INOCAR 1996

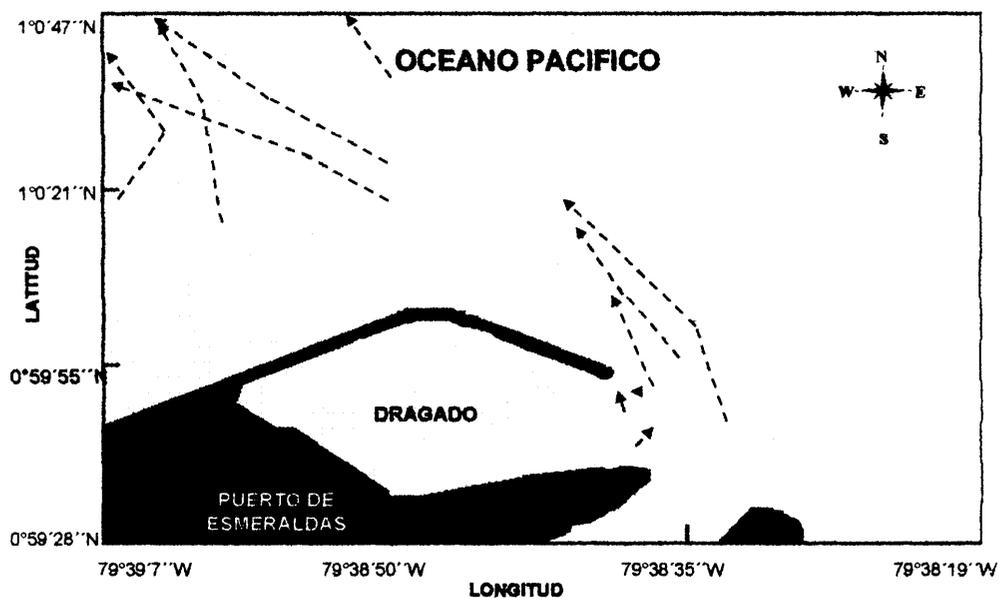


Figura 3.9 Dirección de las corrientes subsuperficiales, frente a las instalaciones del Puerto de Esmeraldas, calculadas a partir de flotadores durante el reflujo. Junio 22/1996. INOCAR 1996.

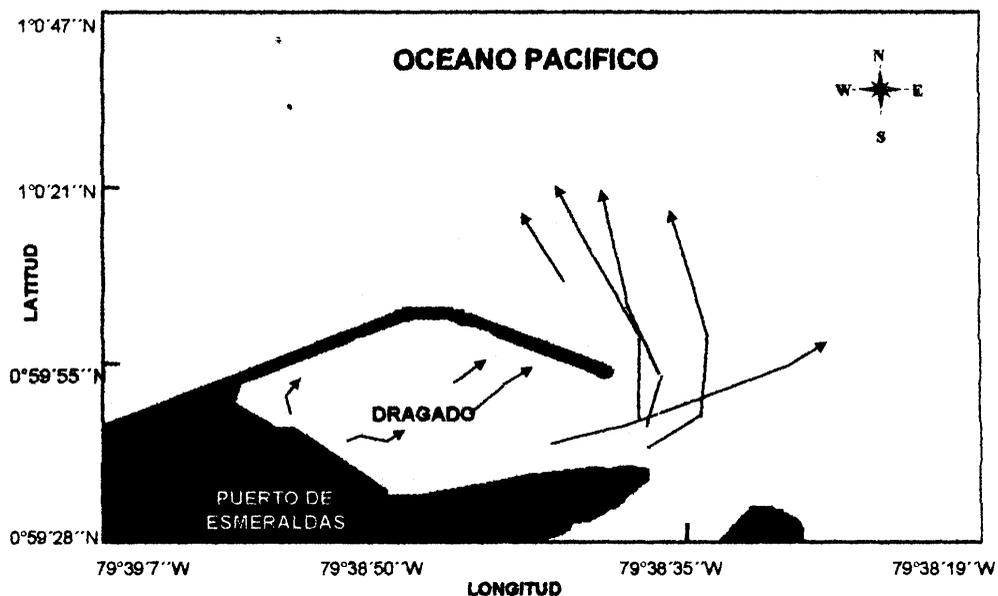


Figura 3.10 Dirección de las corrientes superficiales, en el interior y fuera de las instalaciones del Puerto de Esmeraldas, calculadas a partir de flotadores durante el flujo. Junio 22/1996. INOCAR 1996

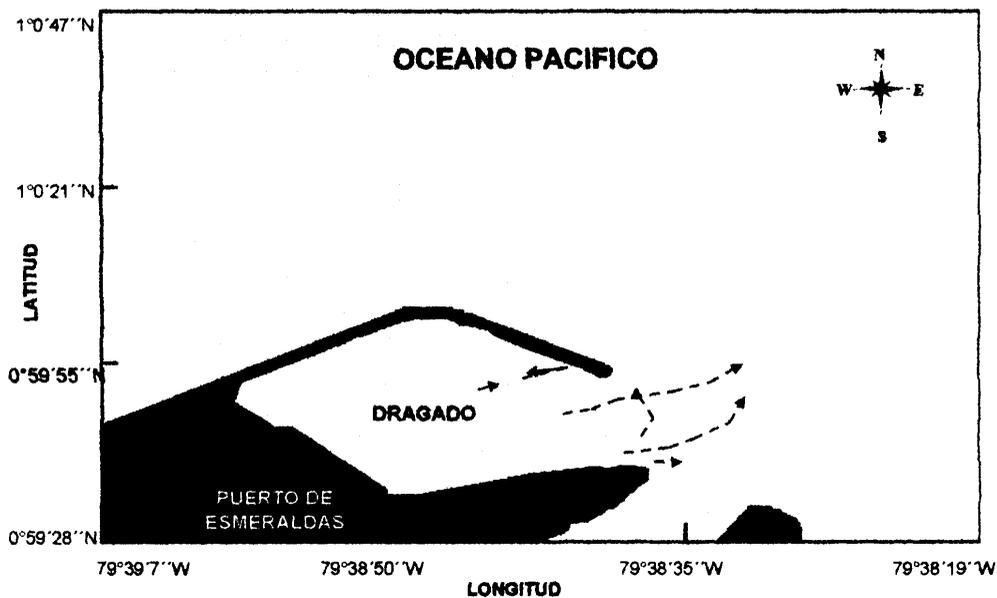


Figura 3.11 Dirección de las corrientes subsuperficiales, en el interior y fuera de las instalaciones del Puerto de Esmeraldas, calculadas a partir de flotadores durante el flujo. Junio 22/1996. INOCAR 1996

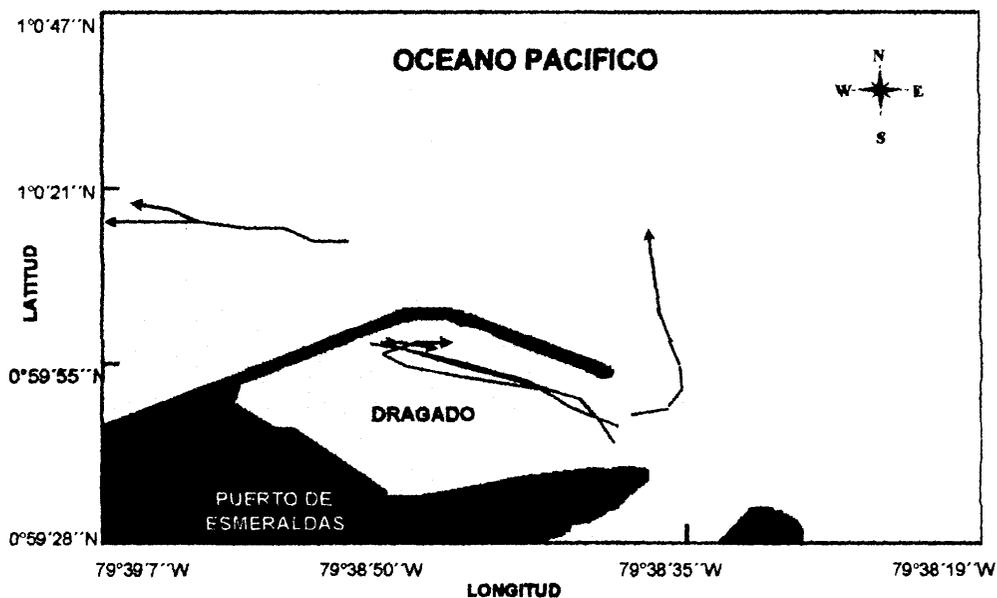


Figura 3.12 Dirección de las corrientes superficiales, en el interior y fuera de las instalaciones del Puerto de Esmeraldas, calculadas a partir de flotadores durante el refluo. Junio 23/1996. INOCAR 1996

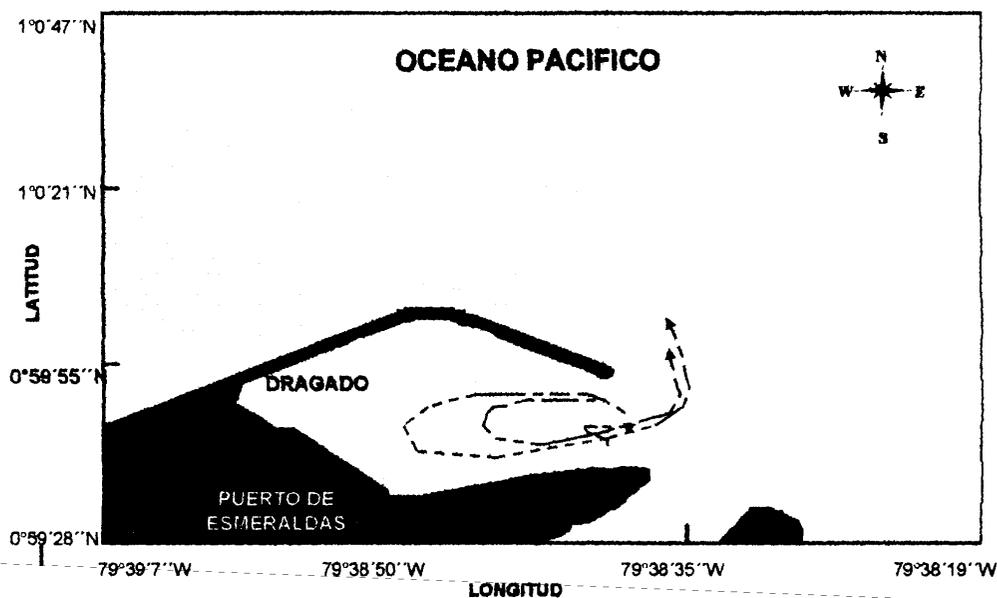


Figura 3.13 Dirección de las corrientes subsuperficiales, en el interior de las instalaciones del Puerto de Esmeraldas, calculadas a partir de flotadores durante el flujo. Junio 23/1996. INOCAR 1996

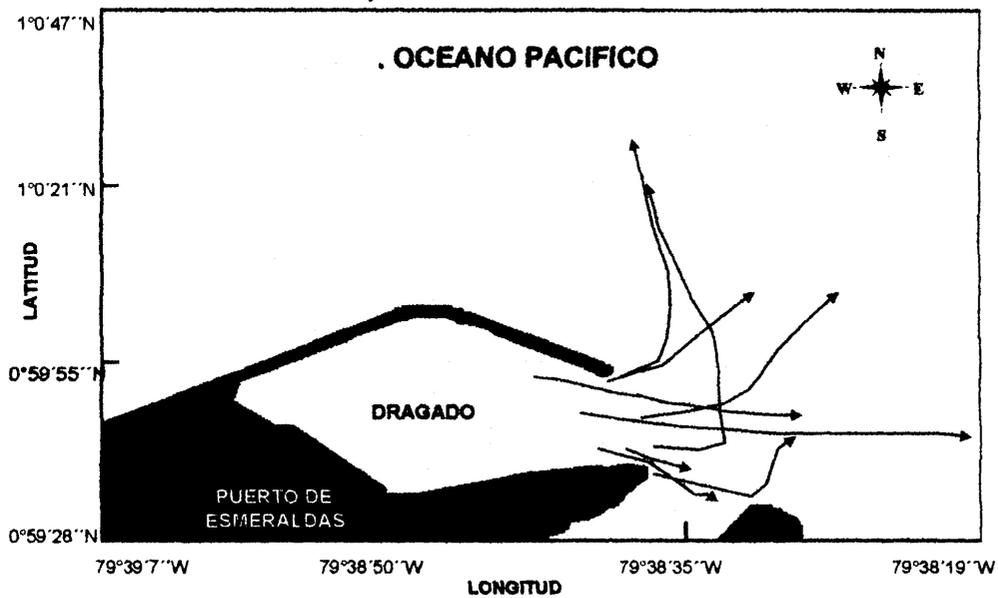


Figura 3.14 Dirección de las corrientes superficiales, en los alrededores del Puerto de Esmeraldas, calculadas a partir de flotadores durante el flujo. Junio 23/1996. INOCAR 1996

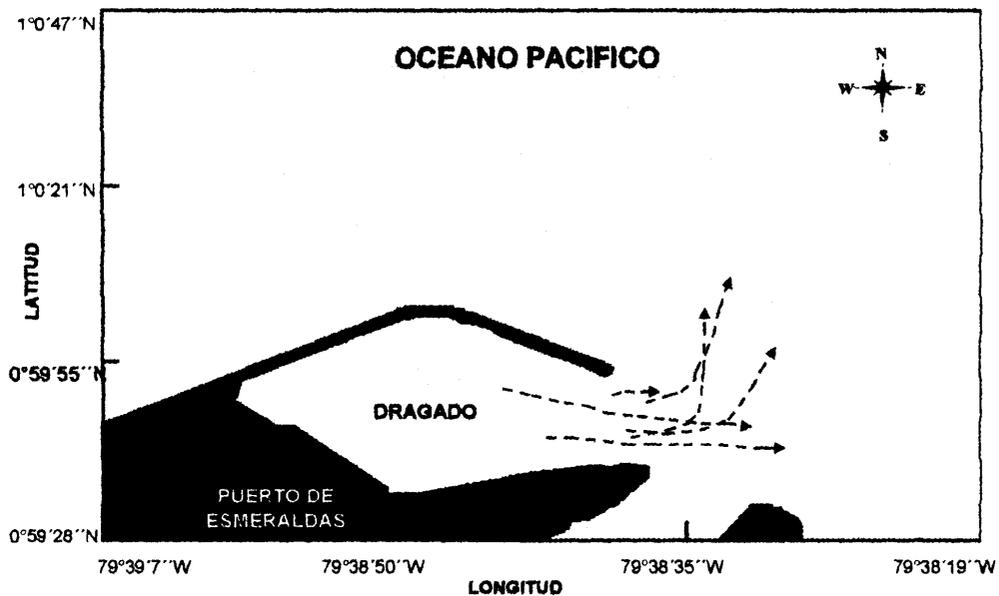


Figura 3.15 Dirección de las corrientes subsuperficiales, en los alrededores del Puerto de Esmeraldas, calculadas a partir de flotadores durante el flujo. Junio 23/1996. INOCAR 1996

Circulación Vertical

Las figuras 3.16 (E-1) y 3.17(E-2) muestran gráficamente las magnitudes y direcciones de la corrientes en las estaciones representativas del área de estudio.

Como resultado del análisis de estas mediciones se obtuvo que en la estación E-1, en la boca de la dársena, los rangos de velocidad son ligeramente mayor durante el flujo, se registró una velocidad máxima de 0.38 m/s con dirección 19° (nor-noreste) en el nivel superficial (0 metros), mientras que en la estación E-2, en la entrada al Puerto propiamente dicho se presentan magnitudes mayores durante el refluo, la máximo velocidad alcanzada fue de 0.59 m/s con una dirección 303° (noroeste) en el nivel superficial. La tabla XX indica las velocidades máximas y promedios obtenidas en ambas estaciones por este método.

Tabla XX Velocidades máximas y promedios obtenidas de los perfiles de corrientes en dos estaciones próximas al Puerto de Esmeraldas.

Estación	Profundidad (m)	V. Promedio (m/s)	V. Máxima (m/s)	Dirección (grados)	Estado de marea
E-1	0	0.27	0.35	019	Reflujo
	2	0.16	0.18	322	Reflujo
	0	0.27	0.38	122	Flujo
	2	0.20	0.24	232	Flujo
E-2	0	0.37	0.59	303	Reflujo
	5	0.23	0.29	345	Reflujo
	10	0.15	0.21	125	Reflujo
	0	0.21	0.33	084	Flujo
	5	0.23	0.29	241	Flujo
	10	0.19	0.24	225	Flujo

Fuente: INOCAR 1996

Lo antes mencionado permite concluir que de manera general, durante el período de mediciones:

Las mayores magnitudes de las velocidades observadas fueron durante el reflujo.

Las direcciones de las corrientes están relacionadas con la marea, pues varían con respecto a sus dos estados (flujo y reflujo); durante el reflujo se dirigen hacia el norte con variaciones hacia el noroeste, y en el flujo la tendencia es hacia el este con variaciones hacia el noreste.

Las aguas que ingresan a la dársena del Puerto Comercial provienen principalmente del río durante el reflujo.

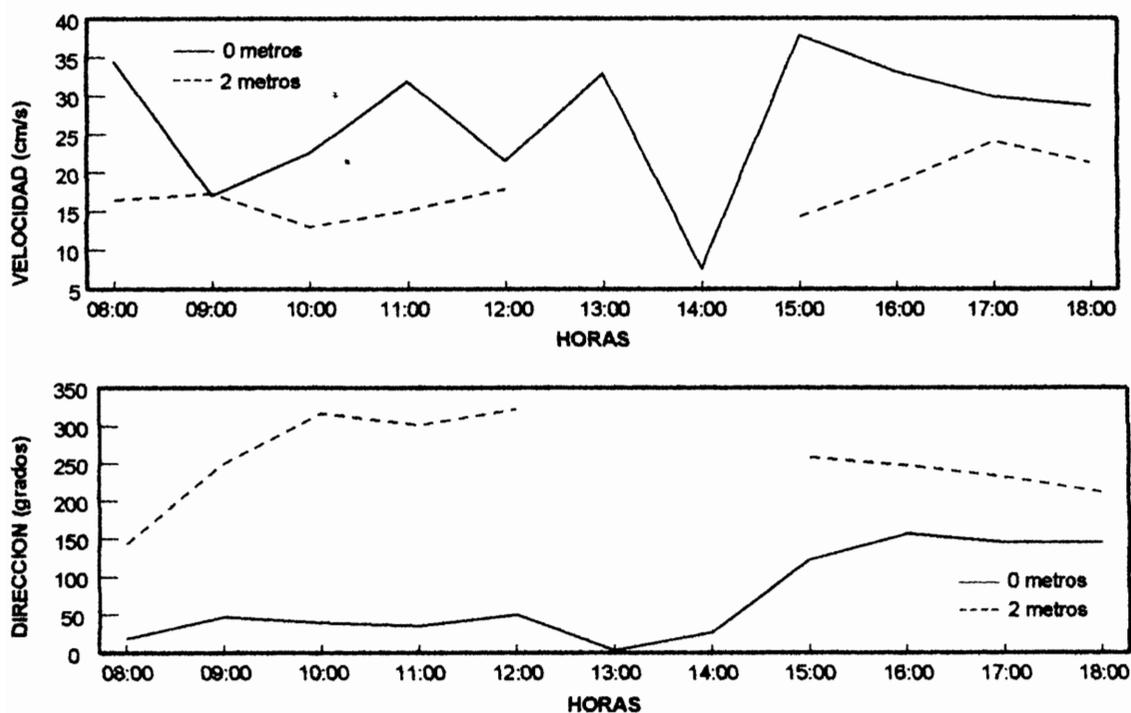


Figura 3.16 Perfiles de Corrientes en la estación E-1, ubicada a la entrada de la Dársena en el Puerto de Esmeraldas. INOCAR Junio 1996.

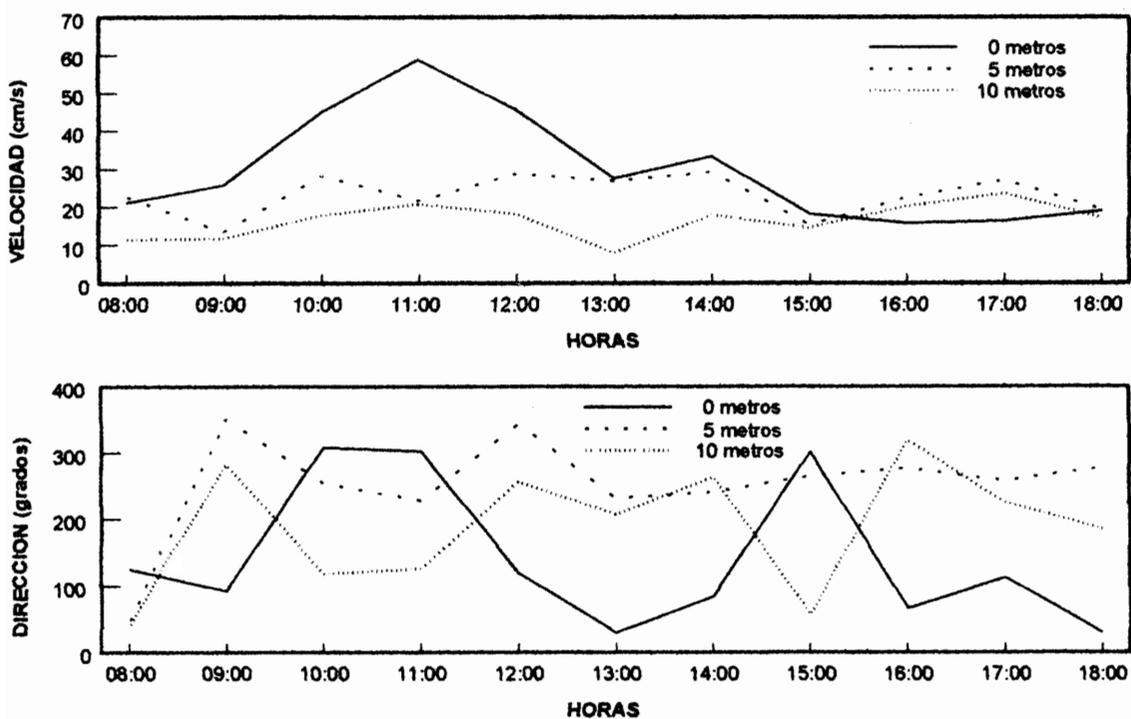


Figura 3.17 Perfiles de Corrientes en la estación E-2, ubicada a la entrada del Puerto de Esmeraldas. INOCAR Junio 1996.

3.1.1.3 Mareas

Las mareas en nuestras costas son de tipo semidiurna es decir que se caracterizan por presentar 2 pleamares y 2 bajamares sucesivas en un intervalo de tiempo de 24 horas y media aproximadamente, tal como se puede apreciar en la Figura 3.18, correspondiente a los días 9, 10, 11 y 12 de Diciembre de 1979. El rango de marea en Esmeraldas definida como la diferencia ente el nivel más alta y más bajo de la marea es de aproximadamente 3.8 m, como lo muestra la Figura 3.19.

El nivel del mar al momento del tsunami influye en la altura de la ola, y por lo tanto en la extensión de la inundación y daños provocados. Por ejemplo si un tsunami se presentara cuando la marea está alta, al arribar las olas a la costa tendrán mayor altura saturando el limite de registro (marea), superando los 3.8 m. Mientras que si ocurriera lo contrario los efectos pueden ser mas favorecedores, ya que la altura máxima de las olas que arriban va a ser menor.

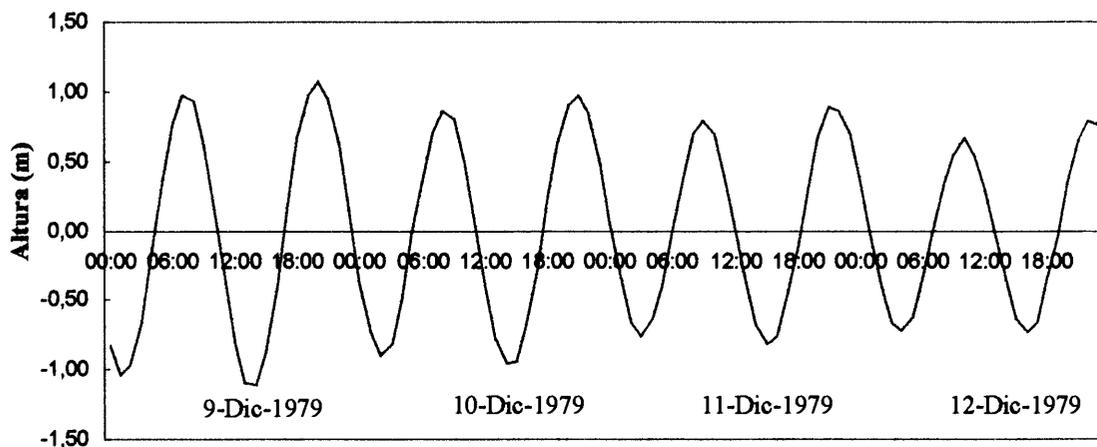


Figura 3.18 Mareograma correspondiente a los días 9, 10, 11 y 12 de Diciembre de 1979. Datos horarios, tomados de la serie de datos del mareógrafo de Esmeraldas. Arreaga 2004.

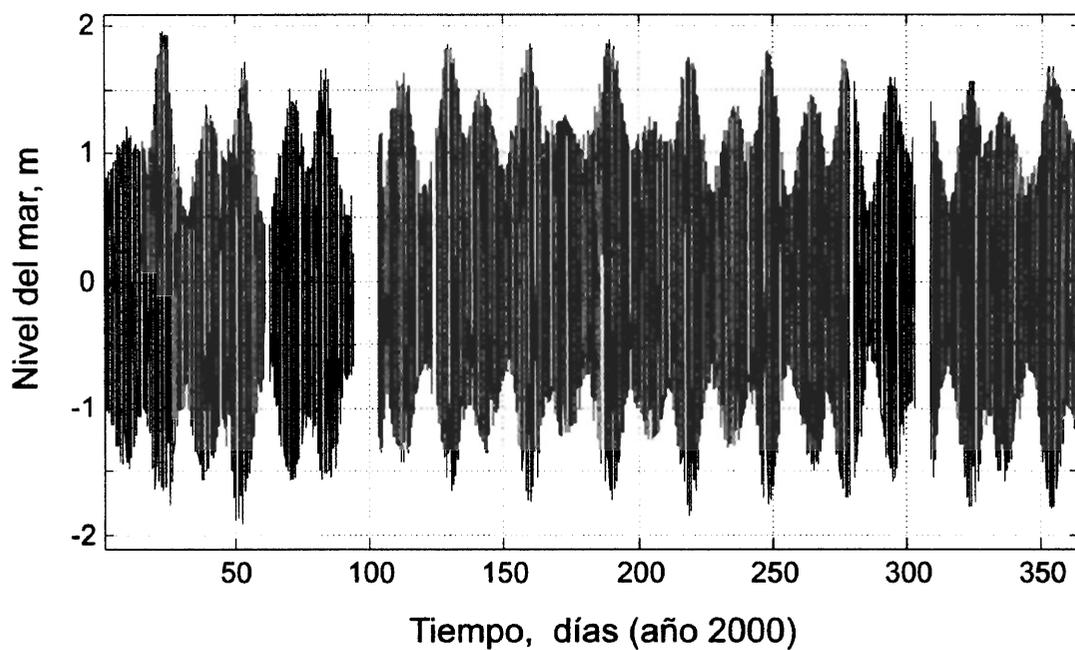


Figura 3.19 Registro del nivel del mar en el Puerto de Esmeraldas – año 2000. Los datos están referidos al nivel medio del mar. Arreaga-Ortiz-Farreras, 2004.

3.1.1.4 Masas de agua

Las masas de agua oceánica presentes frente a las costas del Ecuador, son causadas por la circulación en el Pacífico Tropical Oriental. En la costa norte del Ecuador y frente a ella como es el caso de Esmeraldas, domina la masa de Agua Superficial Tropical, que proviene de la Cuenca de Panamá con temperaturas superiores a los 25°C y salinidades menores a 33.5 ups que son causadas por un exceso de precipitación y descarga fluvial sobre la evaporación. Se extiende normalmente desde el ecuador (0°) hasta 13° N y hacia el oeste hasta los 120° W aproximadamente (Enfield, 1975).

Al sur de la latitud 0° hasta la frontera con Perú (5°S) está localizado el extremo oriental del agua Ecuatorial Superficial, cuya característica es presentar un fuerte gradiente térmico, que incluye a las isotermas de 25°C a 19°C ubicadas de norte a sur, con una salinidad de 33.5 ups. Esta masa de agua es producida por la mezcla entre Aguas Tropical Superficial, cálida y de poca salinidad y Agua de la Corriente del Perú o de Humboldt, fría y

salina. La convergencia de estas masas da lugar a la formación de un intenso Frente Ecuatorial que ocupa una banda cuasizional de aproximadamente 3° de latitud, cerca del continente se desarrolla entre 0° y 5°S. La figura 3.20, muestra la distribución de las masas de agua en forma general.

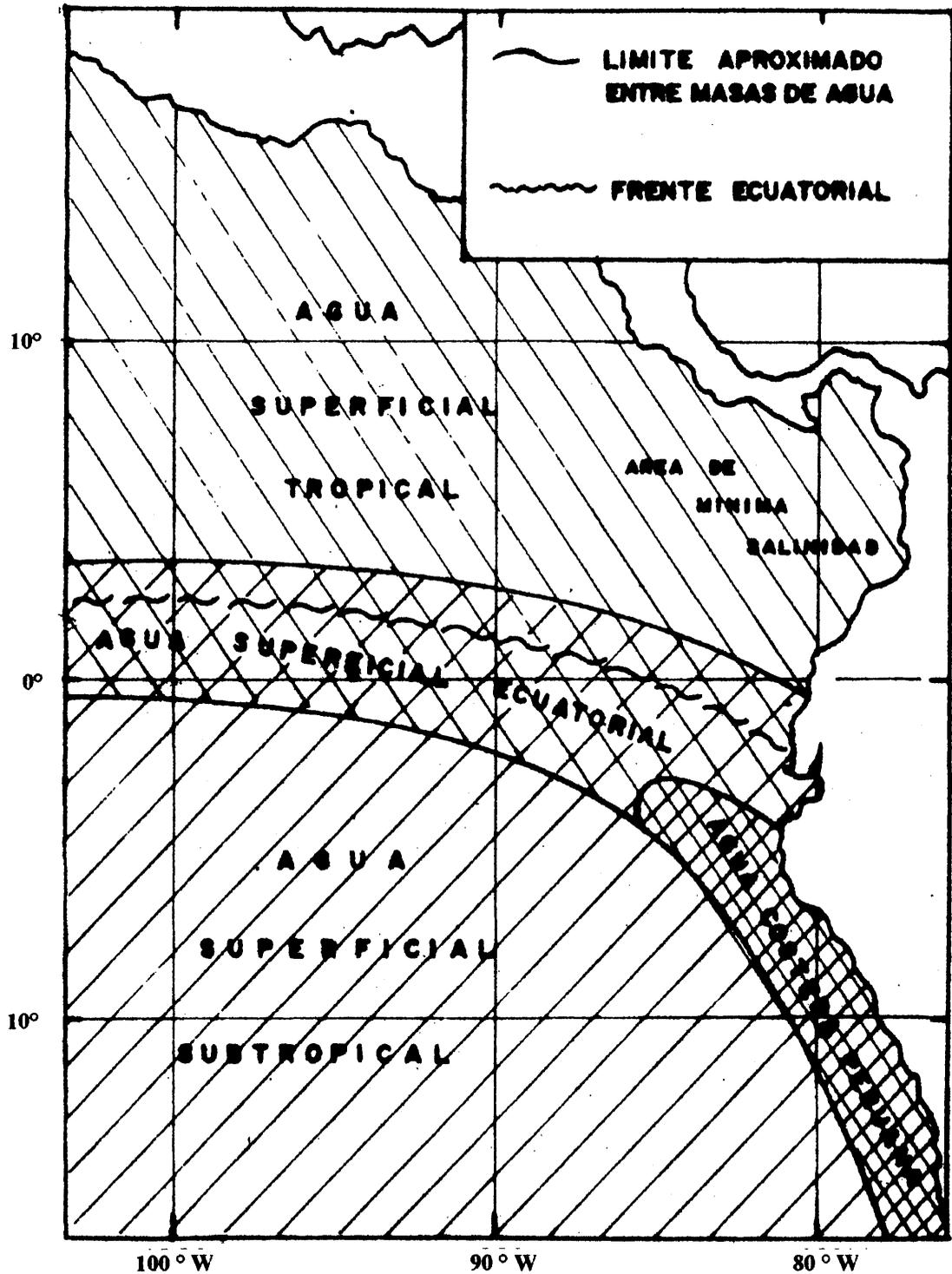


Figura 3.20 Distribución de masas de agua en el Pacífico Tropical Oriental

Fuente: Publicación de INOCAR, Masas de Agua en la Zona Ecuatorial, 1982

3.1.1.5 Nivel del Mar

Las mediciones del nivel del mar en Esmeraldas, están referidas a un nivel de sondaje predeterminado, y que está relacionado con las mareas mas bajas de sicigia (Mean Lower Water Spring - MLWS).

De la serie de datos desde 1979 hasta 2004 se obtiene la figura 3.21 para 2002 y 2003, de la normal del nivel medio del mar en el que se aprecia que el nivel del mar permaneció por encima de la normal durante los primeros meses de 2002, seguida por una baja de corto período para nuevamente sobrepasar los límites normales hasta inicios de 2003.

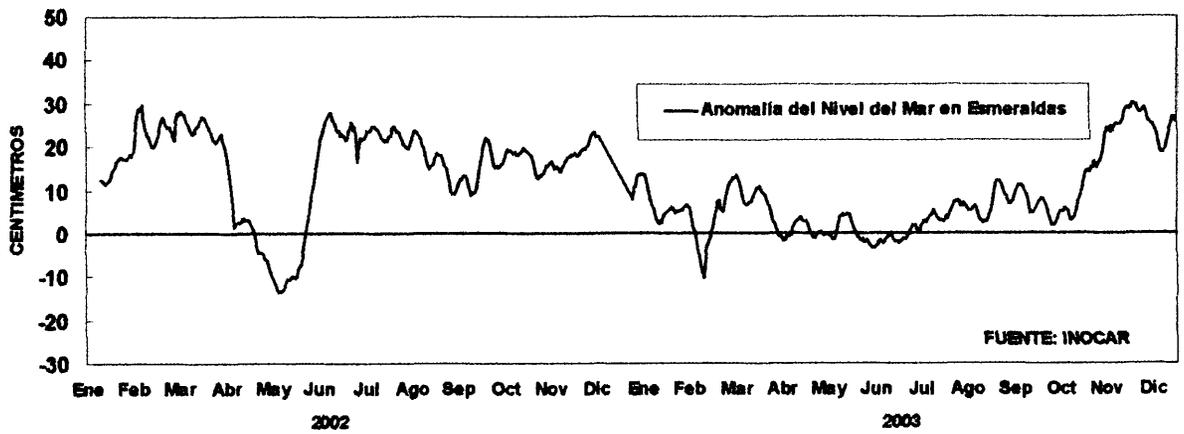
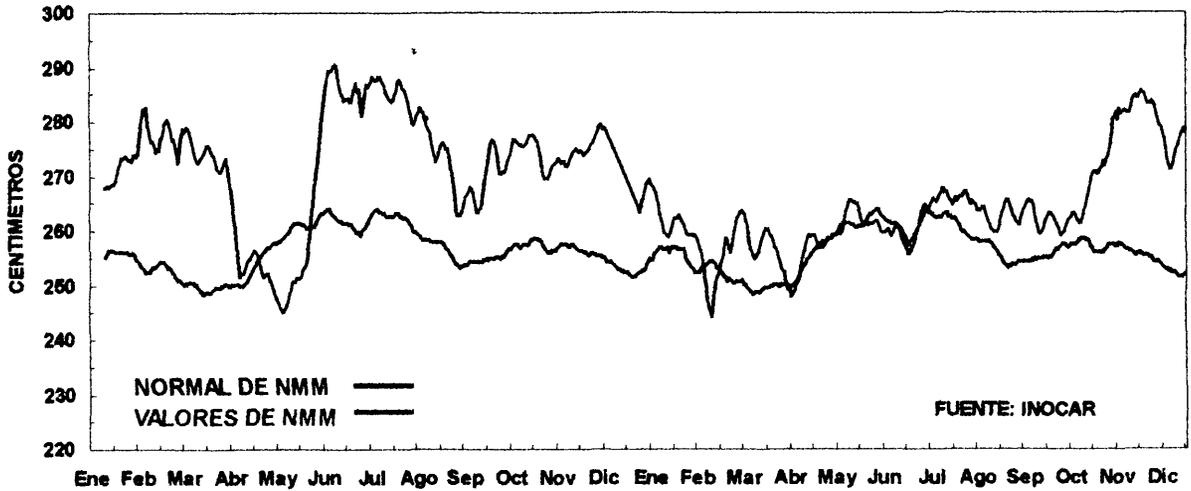


Figura 3.21 Datos de nivel medio del mar correspondiente para el Puerto de Esmeraldas. Datos tomados de la serie 1979 –2003. Fuente INOCAR.

3.1.2 Condiciones Geológicas, Morfológicas, Tectónicas y Geofísicas.

La costa de Esmeraldas pertenece a la Cordillera Costera, que está constituida por un núcleo de depósitos cretáceos con rocas eruptivas básicas. Los terrenos en contacto con las playas son del Mioceno superior e inferior, constituidos por arcillas y limos con intercalaciones de conglomerados.

Desde Esmeraldas hasta extremo oriental de la ensenada de Atacames (aproximadamente 20 Kilómetros), la costa es de acantilados relativamente altos (aproximadamente 50 metros) inestables, de rocas blandas, meteorizadas (lutitas, limolitas arenosas). Figura 2.4. Los pequeños valles drenan directamente al mar con fuertes pendientes de sus causes.

La costa desde Punta Galera a Esmeraldas es abrupta, con acantilados de más de 30 metros de altura que en algunos puntos parecen construidos por planos de falla de dirección SW - NE. Al pie de los acantilados hay extensas playas. Como ya se ha dicho, los terrenos que los constituyen son areniscas, arcillas y conglomerados escasamente consolidados. Los desprendimientos son frecuentes y hay conos de deyección al pie de los acantilados. En la playa a veces se encuentran acumulaciones de cantos rodados de

25 a 30 cm de diámetro (observado entre la ciudad de Esmeraldas y Puerto Balao); son cantos de areniscas y lutitas que provienen de las formaciones del escarpe. Estos cantos a veces se extienden algunos centenares de metros hacia la plataforma continental.

3.1.2.1 Sedimentos de fondo

La información usada para determinar los sedimentos de fondo del área fue tomada del Estudio Sedimentológico del Puerto de Esmeraldas y zonas adyacentes. INOCAR, 1996.

La metodología de muestreo consistió en la recolección de 19 muestras de sedimentos superficiales de fondo, además de 40 muestras de agua correspondientes a 10 estaciones de muestreo (tabla XXI), en los dos ciclos de marea (flujo y reflujó), a dos niveles de profundidad: superficial (0.30 m bajo el nivel de agua) y fondo (0.30 m antes de llegar al fondo), usando como medio de recolección de sedimentos de fondo y en suspensión una draga modelo Van Veen y una botella muestreadora de agua. El período de muestreo coincidió con las mediciones de corrientes ver

3.1.1.2.

Los resultados obtenidos (tablas XXII, XXIII y XXIV), muestran que el sedimento que tapiza en forma predominante el fondo del Puerto Comercial de Esmeraldas es un lodo que resulta de la mezcla de limo y arcilla, con un mínimo porcentaje de arena. Este material lodoso además está cubriendo el fondo del Puerto Artesanal de Esmeraldas. Figura 3.22.

Tabla XXI ,Coordenadas de las estaciones de muestreo y profundidad aproximada.

Estación	Latitud	Longitud	Profundidad
1	0° 59' 17" N	79°38'12" W	3.0
2	0° 59'36" N	79°38'45" W	11.0
3	0°59' 57" N	79°39'05" W	2.5
4	1°00'03" N	79°38'58" W	2.0
5	1°00'07" N	79°38'50" W	3.0
6	0°59'55" N	79°38'38" W	3.5
7	0°59'41" N	79°38'27" W	5.0
8	0°59'08" N	79°37'52" W	5.0
9	0°59'11" N	79°38'21" W	1.5
10	0°59'48" N	79°38'38" W	10.0
11	0°59'39" N	79°38'49" W	1.0
12	0°59'47" N	79°38'55" W	15.0
13	0°59'50" N	79°38'52" W	12.0
14	0°59'50" N	79°38'44" W	2.5
15	0°59'42" N	79°38'41" W	15.0
16	0°59'54" N	79°38'49" W	2.0
17	0°59'36" N	79°38'33" W	2.5
18	0°59'27" N	79°38'39" W	5.0
19	0°59'16" N	79°38'38" W	10.0

Fuente: INOCAR 1996

Tabla XXII Porcentajes de las fracciones que conforman los sedimentos y su textura.

Estación	Arena (%)	Limo - arcilla (%)	Textura (%)
1	99.44	0.54	Arenosa
2	2.37	97.63	Limo - arcillosa
3	95.62	4.38	Arenosa
4	97.17	2.83	Arenosa
5	96.03	3.97	Arenosa
6	98.36	1.64	Arenosa
7	35.73	64.27	Limo - arenosa
8	99.44	0.56	Arenosa
9	76.39	23.61	Arenosa
10	4.02	95.98	Limo - arcillosa
11	2.80	97.20	Limo - arcillosa
12	1.59	98.41	Limo - arcillosa
13	2.59	97.41	Limo - arcillosa
14	23.68	76.32	Limo - arcillosa
15	3.20	96.80	Limo - arcillosa
16	8.11	91.89	Limo - arcillosa
17	97.47	2.53	Arenosa
18	4.52	95.48	Limo - arcillosa
19	1.27	98.73	Limo - arcillosa

Fuente: INOCAR 1996

Tabla XXIII Análisis de sedimentos en suspensión resultantes en muestras de agua.

Flujo			
Estación	Fecha	Nivel	Concentración (g/l)
1	22-06-96	superficial	0.05
1	22-06-96	fondo	0.18
2	22-06-96	superficial	0.01
2	22-06-96	fondo	0.02
3	22-06-96	superficial	0.03
3	22-06-96	fondo	0.04
4	22-06-96	superficial	0.03
4	22-06-96	fondo	0.03
5	22-06-96	superficial	0.02
5	22-06-96	fondo	0.03
6	22-06-96	superficial	0.02
6	22-06-96	fondo	0.07
7	22-06-96	superficial	0.02
7	22-06-96	fondo	0.02
8	22-06-96	superficial	0.07
8	22-06-96	fondo	0.09
9	22-06-96	superficial	0.03
9	22-06-96	fondo	0.05
10	22-06-96	superficial	0.01
10	22-06-96	fondo	0.02

Fuente: INOCAR 1996

Tabla XXIV Análisis de sedimentos en suspensión resultantes en muestras de agua.

Reflujo			
Estación	Fecha	Nivel	Concentración (g/l)
1	22-06-96	superficial	0.01
1	22-06-96	fondo	0.03
2	22-06-96	superficial	0.03
2	22-06-96	fondo	0.03
3	22-06-96	superficial	0.05
3	22-06-96	fondo	0.04
4	22-06-96	superficial	0.02
4	22-06-96	fondo	0.02
5	22-06-96	superficial	0.02
5	22-06-96	fondo	0.02
6	22-06-96	superficial	0.01
6	22-06-96	fondo	0.02
7	22-06-96	superficial	0.01
7	22-06-96	fondo	0.02
8	22-06-96	superficial	0.01
8	22-06-96	fondo	0.03
9	22-06-96	superficial	0.01
9	22-06-96	fondo	0.01
10	22-06-96	superficial	0.01
10	22-06-96	fondo	0.01

Fuente: INOCAR 1996

El sedimento limo - arcilloso proviene de la descarga del río Esmeraldas, cuyas aguas, en época invernal, arrastran gran cantidad de sedimentos, producto de la erosión que produce en su avance hacia el mar. Parte de estos sedimentos se deslizan por el cañón submarino del río Esmeraldas, hacia aguas profundas, el remanente es transportado hacia el

noreste.

En la parte exterior de las instalaciones del Puerto, las arenas son de tamaño mediano a fino, provenientes del mar, las que cubren esa zona litoral. En cambio en la desembocadura del río, se aprecian sectores cubiertos de arena gruesa y mezclas de limo y arcilla o arena y limo. En este último sector, se han formado bancos de arena y limo, que descubren en bajamar y que ocasionan la división del flujo del río en varios canales.

3.1.2.2 Sedimentos en Suspensión

Los resultados del muestreo durante el período de medición presentan valores muy bajos, tanto en la marea de flujo como en la de reflujó, tal como lo muestran las tablas 3.23 y 3.24.

La suma de los valores promedios de la carga de sedimento en suspensión para ambos estados de marea (tabla XXV) muestran un ligero aumento de dicha carga, durante el flujo, especialmente en el nivel de fondo.

Tabla XXV Suma de los valores promedios de las cargas de sedimentos en suspensión

Nivel	Flujo (g/l)	Reflujo (g/l)
Superficial	0.029	0.019
Fondo	0.055	0.023
Total	0.084	0.042

Fuente: INOCAR 1996

Por lo cual se puede concluir que:

- El fondo del Puerto Comercial es predominantemente limo - arcilloso, por lo que se deduce que dicho material proviene casi en su totalidad del río Esmeraldas, por lo que se considera que un factor principal en la sedimentación de la dársena.
- En la parte exterior de las instalaciones del Puerto, la playa se presenta plana, es decir no hay acumulación de material a causa de las olas que lavan constante el sedimento limo - arcilloso. Dado que en este sector las olas son muy dinámicas por ser zona de rompientes. Luego este sedimento es transportado en suspensión por las corrientes litorales posiblemente mar afuera hacia el noreste.
- Existe muy poca diferencia entre las cargas de

sedimentos en suspensión tomadas en flujo u
reflujo, ya que estas son muy bajas.

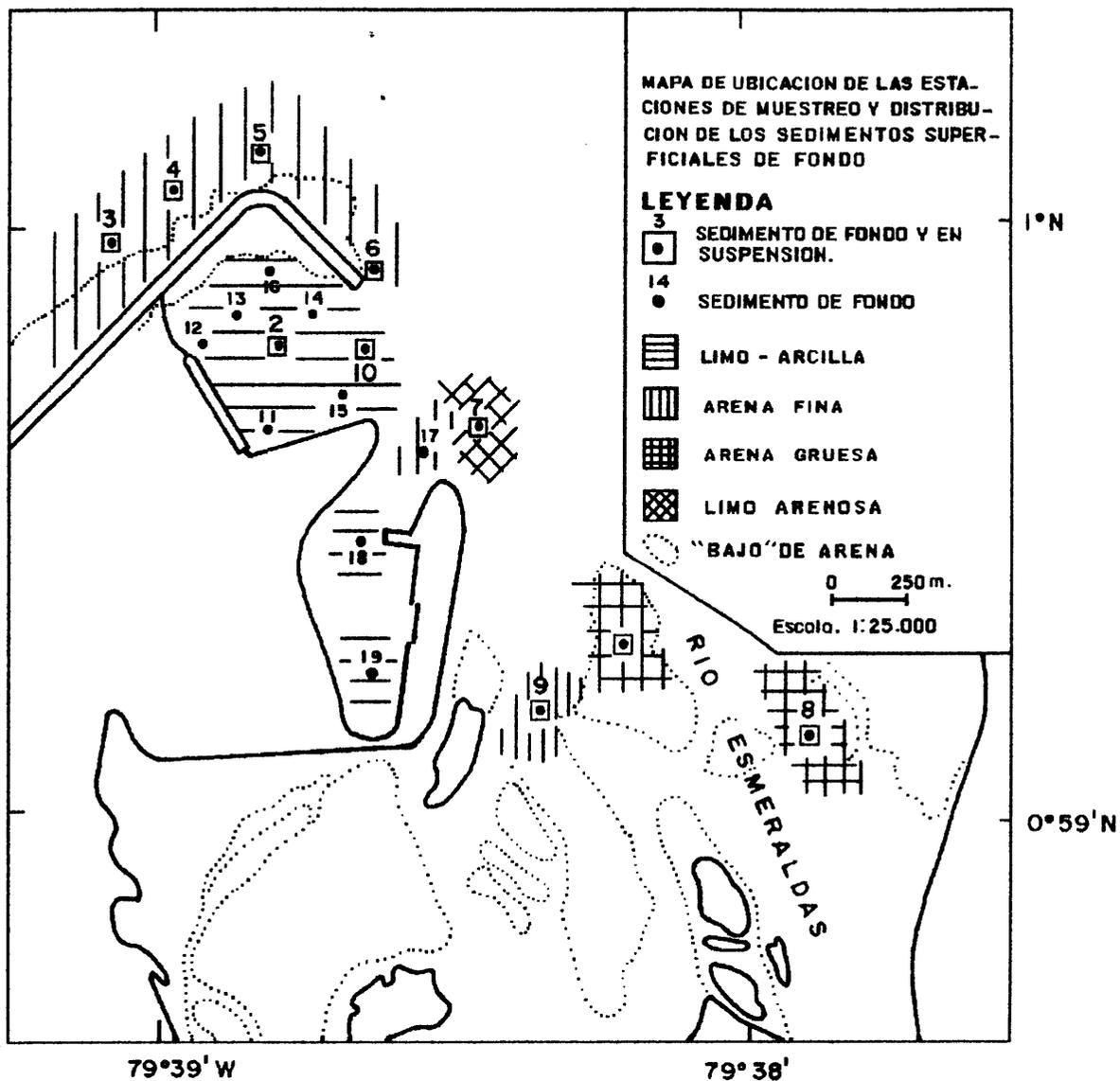


Figura 3.22 Mapa de distribución v tipo de sedimentos predominantes en el Puerto Comercial y zonas adyacentes del Puerto de Esmeraldas. INOCAR 1996

3.1.2.3 La Tectónica de Placas

La zona costera en estudio (centro-norte) ha presentado una importante actividad sísmica relacionada con el proceso de subducción, tanto con sismos de subducción o con eventos de borde de placa. (IG-EPN, 1999), debido a que el Ecuador se encuentra en el extremo nor-occidental de América del Sur, sector donde interactúan al menos dos placas tectónicas: la Placa Nazca, la Placa Sudamericana y el Bloque Andino (Pennington, 1981; Kellog y Bonini, 1982). (Figura 3.23).

Sismicidad en el área de estudio

Los grandes sismos ocurridos en la costa en estudio están ligados en su totalidad al fenómeno de la subducción y no se conocen sismos al menos muy grandes ligados a las estructuras corticales de la costa, salvo el registrado en 1976 en Esmeraldas (Bonilla y Ruiz, 1992). Sin embargo se ha podido verificar una actividad pequeña a moderada en algunas de estas estructuras para lo cual se presenta un mapa (Figura 3.24) con toda la sismicidad desde 1991 hasta 1999, donde se incluyen todos los

eventos reprocesados sin selección alguna e indicando, los sismos con profundidades mayores y menores a 50 km.

En las Figuras 3.24a y 3.24b se observan que la actividad relacionada con el fenómeno de subducción es importante y se concentra fundamentalmente al Norte de 2°S hasta 1°N ; mientras que la relacionada con las estructuras corticales se concentra en la desembocadura del Río Esmeraldas (1°N - 79.65°O), la actividad es difusa, lo cual puede ser un reflejo del grado de cobertura de la red y de su sensibilidad. (Segovia 2001). Adicionalmente se observa una concentración de eventos profundos al Norte de 0.5°S hasta 0.4°N , hacia las estribaciones de la Cordillera Occidental, y una actividad un poco difusa entre 1° y 1.5°S y 80.3° y 80.5°O , netamente de carácter intraplaca pero sin poderla asociar a alguno de los lineamientos reconocidos. Adicionalmente, hay que indicar que la actividad en la primera zona que corresponde al Río Esmeraldas (falla del mismo nombre) no es muy clara y no se cuenta con información de buena calidad. (cobertura de la red) como para definir movimientos relacionados con esta

estructura, aunque no se puede descartar tampoco que algunos de los eventos registrados correspondan a la subducción. (Segovia 2001).

La mayor liberación de energía a nivel mundial y en la zona de estudio ocurre en las zonas de subducción, concretamente en la interfase friccional entre la placa que se subduce y la placa superior (Scholz, 1990).

El tamaño de los terremotos extra-grandes está más relacionado con la longitud de la ruptura a lo largo del rumbo de la zona de subducción antes que con el ancho de la zona sismogénica cuya profundidad puede ir hasta los 55 Km. en algunos casos o ser muy superficial como en el caso de México y las Cascadias, que presentan una profundidad máxima de 20 Km. para la zona sismogénica (Ruff, 1996).

Otro aspecto a considerar en la actividad sísmica de una zona de subducción es el papel que juegan los rasgos topográficos presentes en la placa oceánica que se subduce.

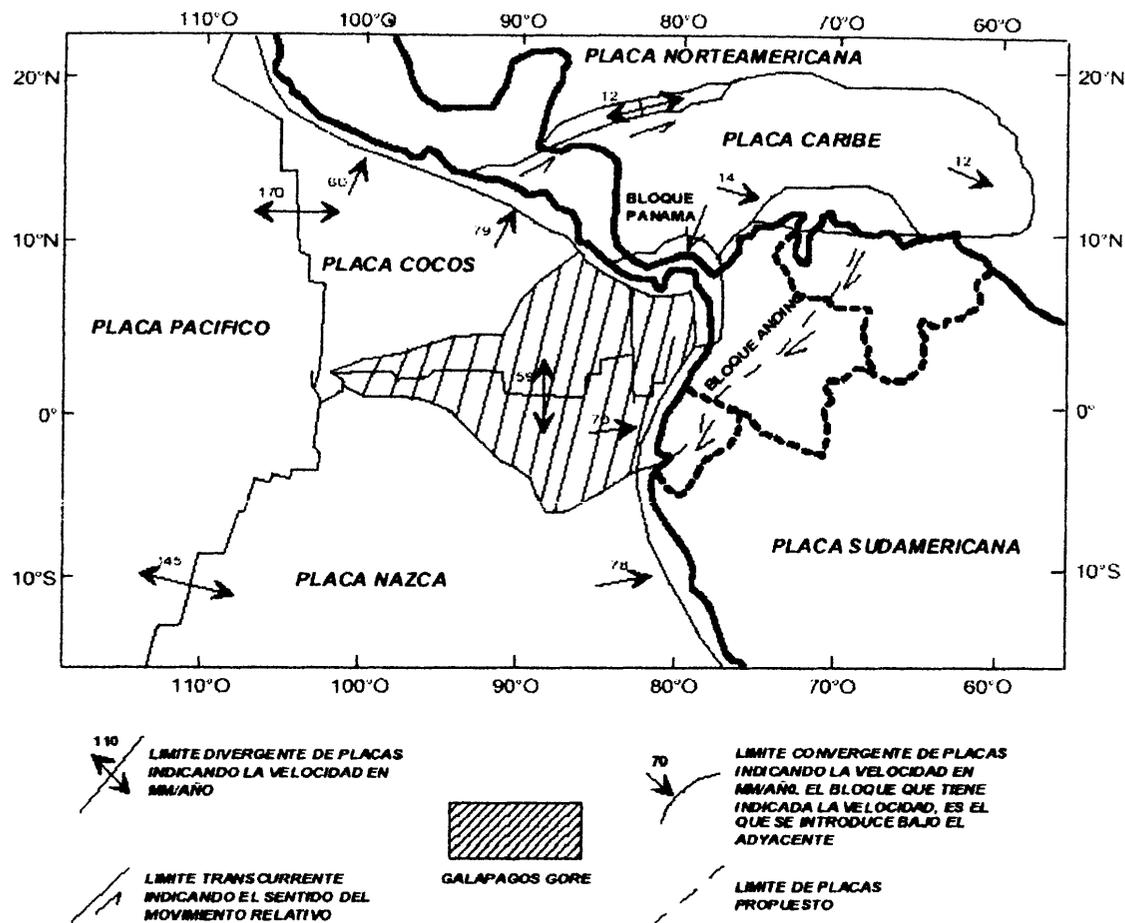


Figura 3.23 Limite Geodinámico (Ego 1995). EPN, 2001.

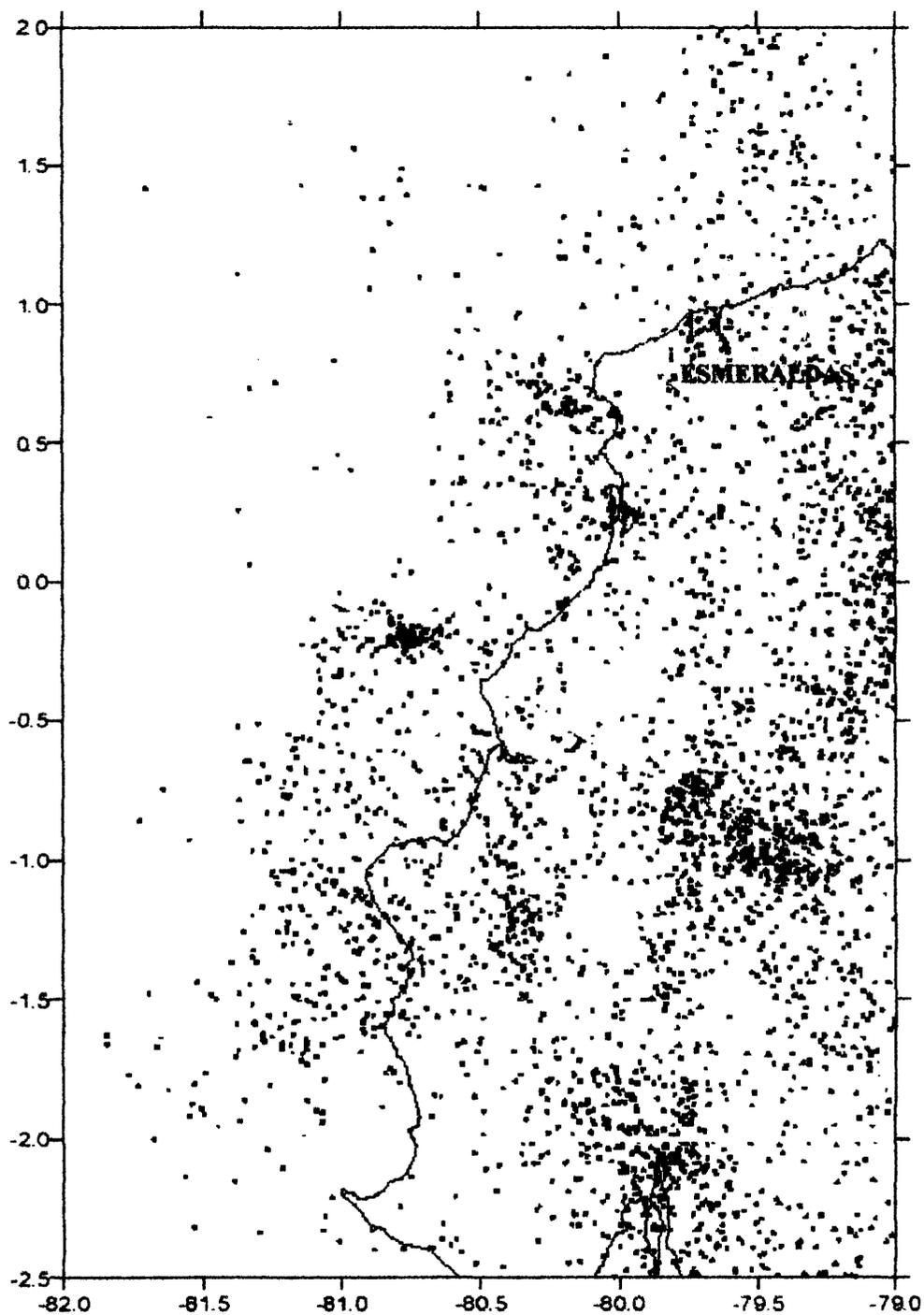


Figura 3.24a Sismicidad registrada en la costa ecuatoriana por la RENSIG desde 1991 hasta 1999. Se presentan todos los eventos reprocesados sin selección. Con círculos los eventos de profundidad menor a 50 km (rojos) y en triángulos los eventos de mayor profundidad (azules). EPN-2001.

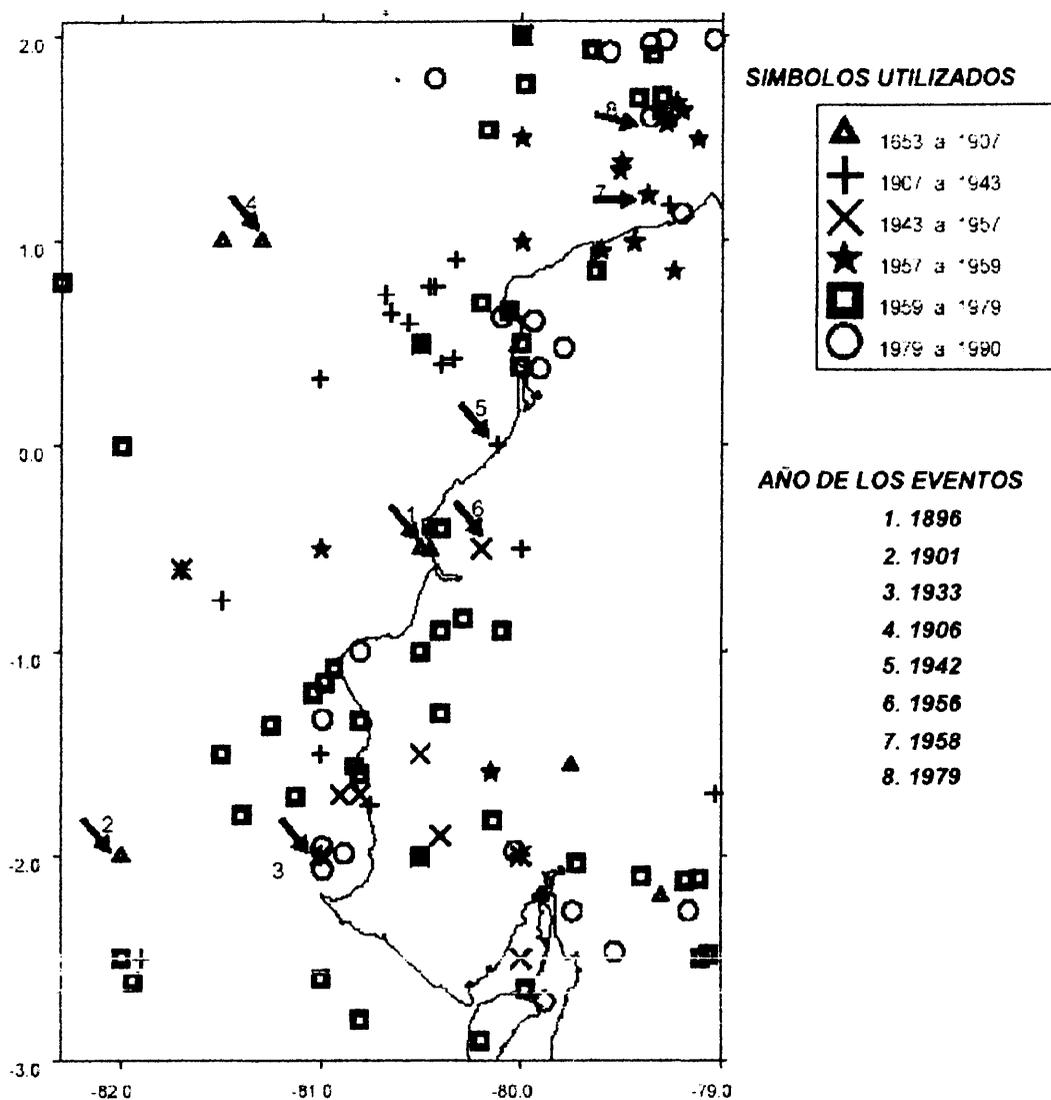


Figura 3.24b Epicentros de los principales sismos registrados en la costa centro-norte (eg. Magnitud mayor a 5.0). los números corresponden al orden cronológico de los sismos. Fuente: Catálogo de Terremotos del Ecuador – Hipocentros (IG-EPN, 1999). EPN. 2001.

Existen patrones observados en los grandes terremotos de la subducción ecuatoriana, es así que Nishenko (1991) define 4 segmentos en el margen Ecuador-Colombia con la placa Nazca, en función de los patrones de sismicidad en los últimos 100 años (Figura 3.25):

1. El segmento Jama (0.5°S - 1.2°N)
2. El segmento Esmeraldas (1.2°N - 1.7°N)
3. El segmento Tumaco (1.7°N - 4.0°N)
4. El segmento Buenaventura (4.0°N - 7.5°N)

Los tres primeros segmentos fueron afectados en conjunto por el gran terremoto de 1906, Mw 8.8 (Kanamori y McNally, 1982). La longitud de ruptura del evento del 31 de enero de 1906 fue determinada por evidencia marginal en la disminución del nivel agua en los puertos de Manta (0.59°S) y Buenaventura (3.54°N), así como por la rotura de un cable submarino en las cercanías de esta última ciudad (Scheu, 1911; Kelleher, 1972); se reportaron además severos daños 100 km tierra adentro (Ramírez, 1968; Kelleher, 1972).

El sismo del 19 de enero de 1958 se registró en el segundo segmento, en el límite norte de la zona de réplicas del sismo de 1942 (Mendoza y Dewey, 1984) y tuvo una magnitud de 7.6 Mw (Kanamori y McNally, 1982). El estudio de las ondas P de largo período (Beck y Ruff, 1984) permitieron definir la zona de mayor liberación de energía en los primeros 24-26 segundos, con el pulso principal en los primeros 12-14 segundos.

Asumiendo una velocidad de 2 km/s, la asperidad rota fue de 30 km de longitud aproximadamente. La zona de réplicas definida por Mendoza y Dewey (1984) es ligeramente mayor pero no se superpone con la zona del evento de 1979 (Figura 3.26).

Finalmente en el tercer segmento, el 12 de diciembre de 1979 se registró un sismo Mw 8.2 (Kanamori y McNally, 1982) cuyo epicentro se localizó en el límite norte de la zona de ruptura del evento de 1958. El estudio del proceso de ruptura (Beck y Ruff, 1984) define tres zonas de liberación del momento sísmico (Figura 3.26):

- Una primera zona entre 0 y 56 km al NE del epicentro donde ocurrió una pequeña liberación de energía, aproximadamente del 16% y corresponde a una "ruptura suave".
- La segunda zona entre 56 y 116 km al NE del epicentro donde se dio la mayor liberación de energía, con el 64%.
- Entre los 116 y 180 a 240 km del epicentro también en la misma dirección se dio una baja liberación de energía.

Esta característica de este evento confirma que los segmentos de las zonas de subducción tienden a romperse en varios ciclos. Uno de los ciclos puede comprender una ruptura de todo el segmento y en el ciclo siguiente, el segmento se rompe en varios sismos. Las tendencias generales observadas son (Ruff, 1996):

- Si el primer ciclo considerado es una ruptura que abarca algunos segmentos, el próximo evento será en el segmento donde se inició la ruptura del primer ciclo.

- El tiempo de recurrencia para el evento del segundo ciclo será menor que el tiempo de recurrencia promedio.

Para visualizar mejor los conceptos anteriores, se presenta el ciclo de rupturas en la zona de subducción colombo - ecuatoriana (Figura 3.27) donde se grafica la proyección N-S de las fracturas durante los terremotos de 1906 (Ciclo N) y los de 1942, 1958 y 1979 (Ciclo N+1):

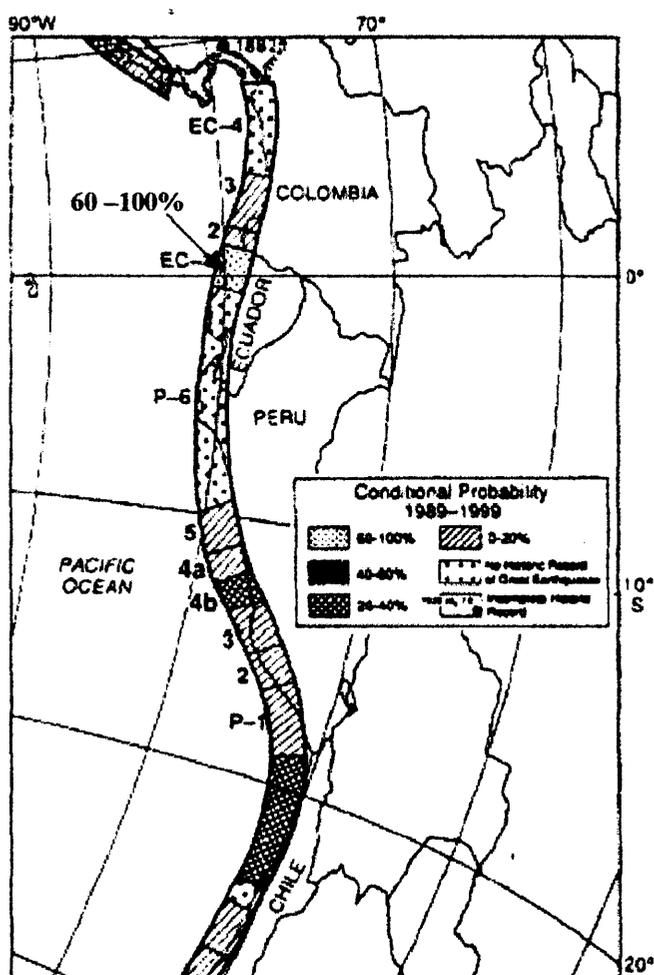


Figura 3.25 Segmentos o patrones observados por los grandes terremotos en la margen Sudamericana, determinada por Nishenko (1991). Representan el nivel de probabilidad condicional de ocurrencia de grandes terremotos (M_s 7.7 o mayor) entre 1989-1999. EPN-2001.

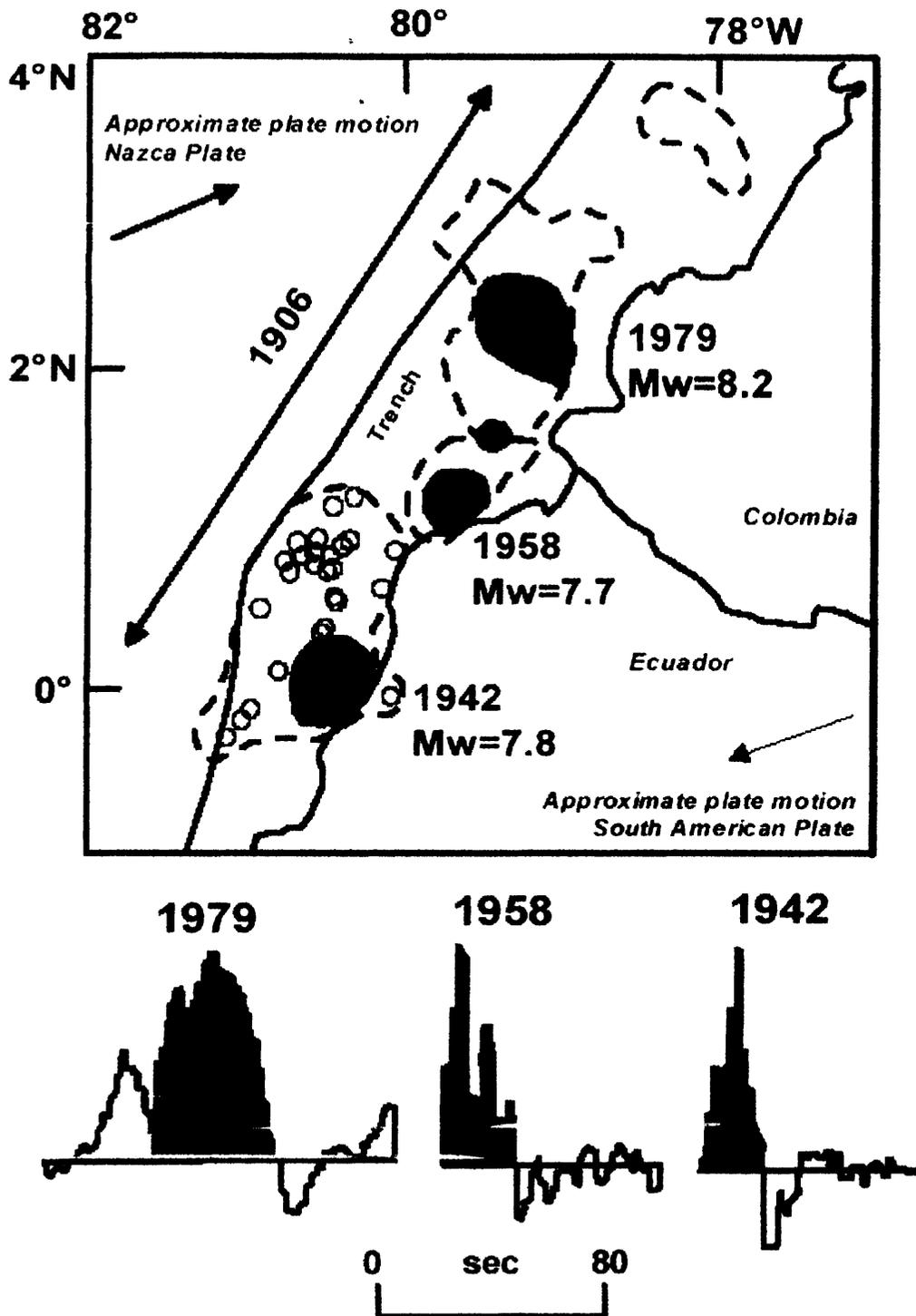


Figura 3.26 Representación de las zonas de fractura durante los sismos de 1906, 1942, 1958 y 1979 (líneas punteadas) y las zonas de mayor liberación de momento sísmico (áreas oscuras). Se incluye también las funciones de tiempo las fuentes para los tres últimos sismos (Swenson & Beck, 1996; Mendoza & Dewey, 1984).EPN-2001.

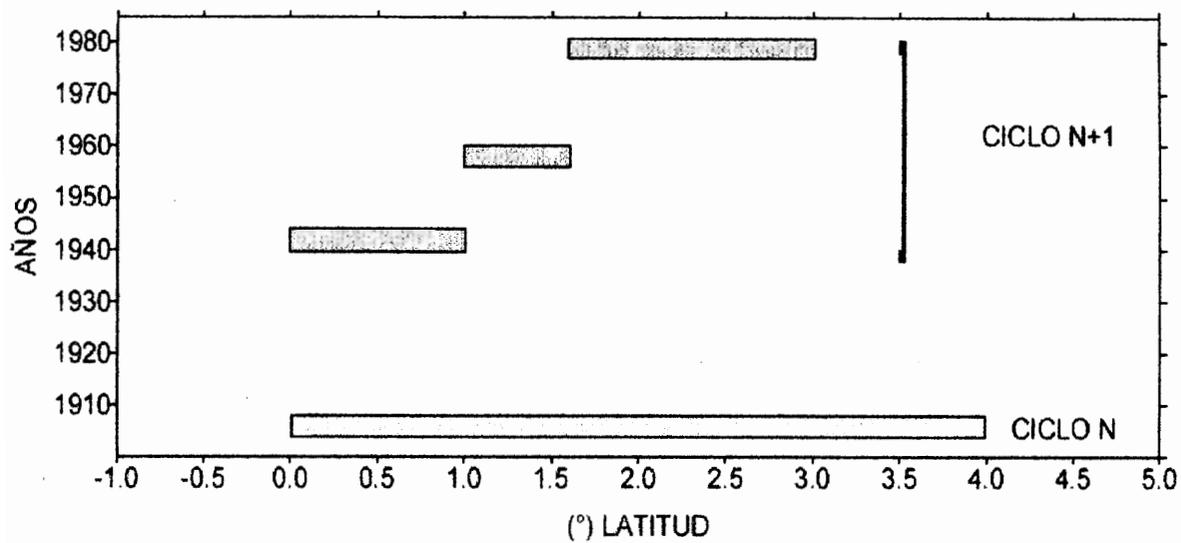


Figura 3.27 Representación esquemática de los ciclos y longitudes de ruptura (proyección N-S) en la zona de subducción colombo - ecuatoriana. El Ciclo N corresponde al sismo de 1906; mientras que el ciclo N+1 a la suma de los sismos de 1942, 1958 y 1979. EPN, 2001.

3.1.3 Meteorología e Hidrología

Esmeraldas está cubierta en general por un Clima Tropical Húmedo (Af). En esta región las temperaturas se mantienen siempre fuertes, acusan valores superiores a los 25° C; los meses mas calurosos son febrero, marzo, abril y mayo; la diferencia entre los promedios de los meses secos y de lluvia no llega a 1°C.

La lluvia es fuerte y continua, no hay época de reposo en la vida vegetal.

Las lluvias se hacen presentes durante todo el año con dos estaciones muy lluviosas.

Los principales factores meteorológicos involucrados en la climatología costera son los vientos, precipitación, temperatura del aire y temperatura del mar.

3.1.3.1 Vientos

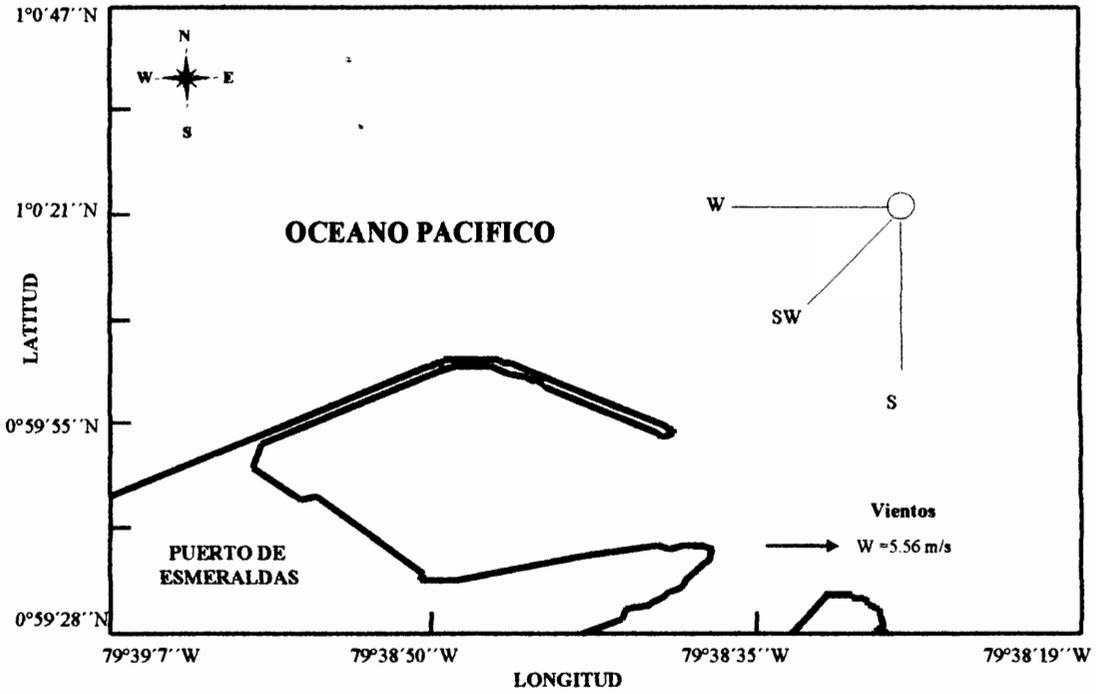
Las observaciones de la estación meteorológica del Puerto de Esmeraldas, a 10 m sobre el nivel del mar se establece que los vientos predominantes durante casi todo el año son del W, S y SW, con una intensidad promedio de 6.48 m/s. Figura 3.28

Durante la estación húmeda las frecuencias de los vientos del W y S son menores que en la época seca,

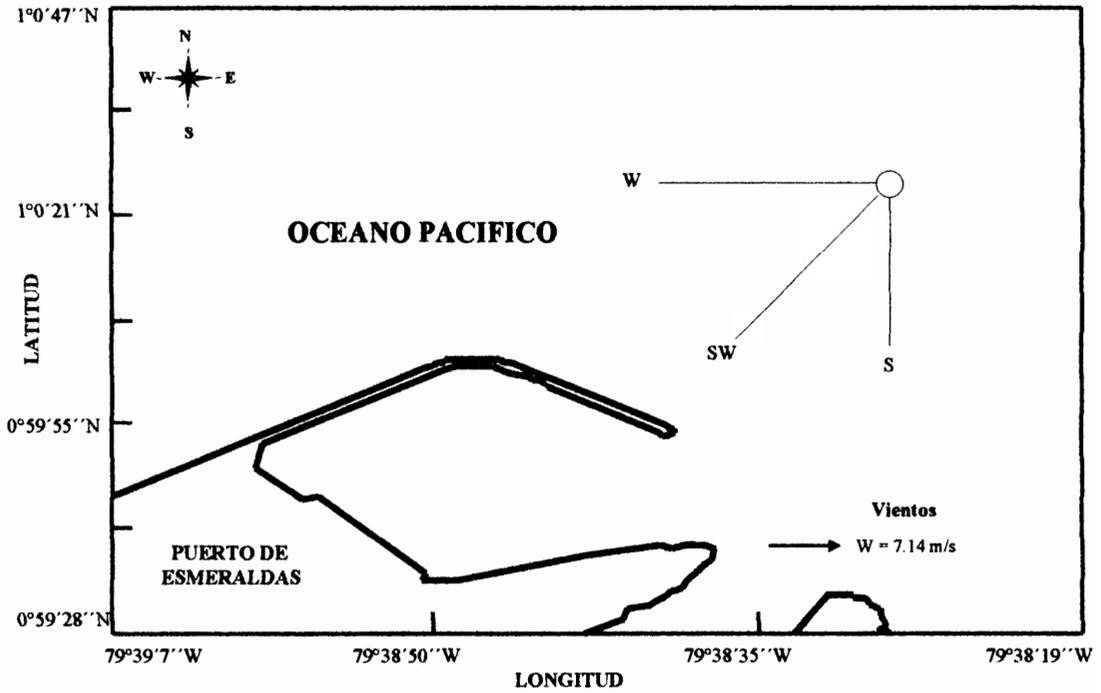
y se aprecia un aporte importante de vientos del SW y NW de aproximadamente 15%. Ver tabla XXVI.

Durante la época seca los vientos del W y S alcanzan frecuencias hasta de 38.05%, los vientos del SW representan un aporte importante de 24,7%, al igual que los vientos del NW.

En cuanto a la magnitud de la velocidad del viento se ha registrado magnitudes promedio de hasta 8 m/s. Las mayores velocidades se presentan durante los meses de junio a diciembre. Ver tabla XXVII.



a)



b)

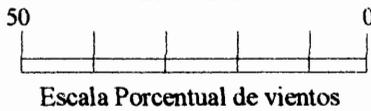


Figura 3.28 Rosa de los vientos para a) Estación húmeda y b) Estación seca, 1975-2003. Fuente: datos meteorológicos de la Estación de Esmeraldas, INOCAR

Tabla XXVI Dirección de los vientos en % medidas en el Puerto de Esmeraldas a (10 m sobre el nivel del mar) durante el período 1975 –2003

Mes	Dirección del Viento (%)								
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C
Ene.	3,72	1,30	0,82	3,53	24,64	19,29	29,84	8,55	8,32
Feb.	4,93	1,83	0,69	4,40	25,78	14,54	22,85	16,13	8,84
Mar.	6,08	1,42	1,83	4,11	26,09	12,99	24,41	15,98	7,09
Abr	2,98	1,41	1,14	4,16	27,19	13,42	27,85	15,26	6,59
May	1,52	0,59	0,44	3,71	26,29	16,69	33,82	7,34	6,60
Jun	1,27	0,77	0,31	3,54	26,11	22,88	33,18	5,27	6,69
Jul	0,30	0,15	0,11	2,64	27,06	24,23	33,90	4,88	6,74
Ago	0,34	0,15	0,22	1,94	25,77	23,20	38,05	3,36	6,98
Sep	0,58	0,31	0,16	2,02	24,46	26,32	37,29	3,64	5,23
Oct	0,15	0,15	0,22	1,12	26,60	26,56	37,32	2,91	4,97
Nov	0,04	0,23	0,04	1,80	25,80	27,41	34,40	4,84	5,45
Dic	0,83	0,34	0,30	2,07	26,51	22,36	35,78	5,09	6,71

Fuente: INOCAR 2003

Tabla XXVII Promedio mensual de velocidad de vientos en el Puerto de Esmeraldas 1975 –2003

Mes	Magnitud del Viento (m/s)								
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C
Ene.	4,40	3,14	3,32	3,12	3,36	4,24	5,92	4,75	0,00
Feb.	3,76	3,38	3,88	3,00	3,34	4,08	5,15	4,77	0,00
Mar.	3,46	3,47	3,37	2,95	3,16	3,85	5,07	4,57	0,00
Abr	3,50	3,17	3,45	3,04	3,14	3,94	5,48	4,54	0,00
May	3,39	3,31	2,83	2,92	3,14	4,11	6,19	5,24	0,00
Jun	2,73	3,50	2,63	3,01	3,33	4,03	6,37	5,31	0,00
Jul	3,75	4,50	4,00	2,93	3,48	4,17	7,01	5,62	0,00
Ago	3,33	2,50	5,00	2,79	3,49	4,15	6,99	5,94	0,00
Sep	3,73	3,75	3,75	3,27	3,49	4,36	7,49	6,07	0,00
Oct	4,00	4,75	4,00	2,63	3,32	4,09	7,57	6,58	0,00
Nov	8,00	4,67	4,00	2,62	3,45	4,25	7,48	6,90	0,00
Dic	4,09	3,78	3,40	3,11	3,26	4,24	7,07	6,01	0,02

Fuente: INOCAR 2003

3.1.3.2 Precipitación

De los datos estadísticos del Puerto de Esmeraldas (1976-2003), se registró 549.40 mm como el mayor valor de precipitación ocurrido en el mes de enero de 1976.

En la época lluviosa, el promedio de precipitación es 138.4 mm y en la época seca es de 33.4 mm. Los meses de agosto, octubre y noviembre son los más secos con precipitaciones considerablemente bajas.

Tabla XXVIII

En la figura 3.29, se puede apreciar el promedio de la variación mensual de la precipitación para los años 1975, 1976, 1979, 1982, 1983, 1986, 1994, 1997, 1998, 2001, 2002, 2003.

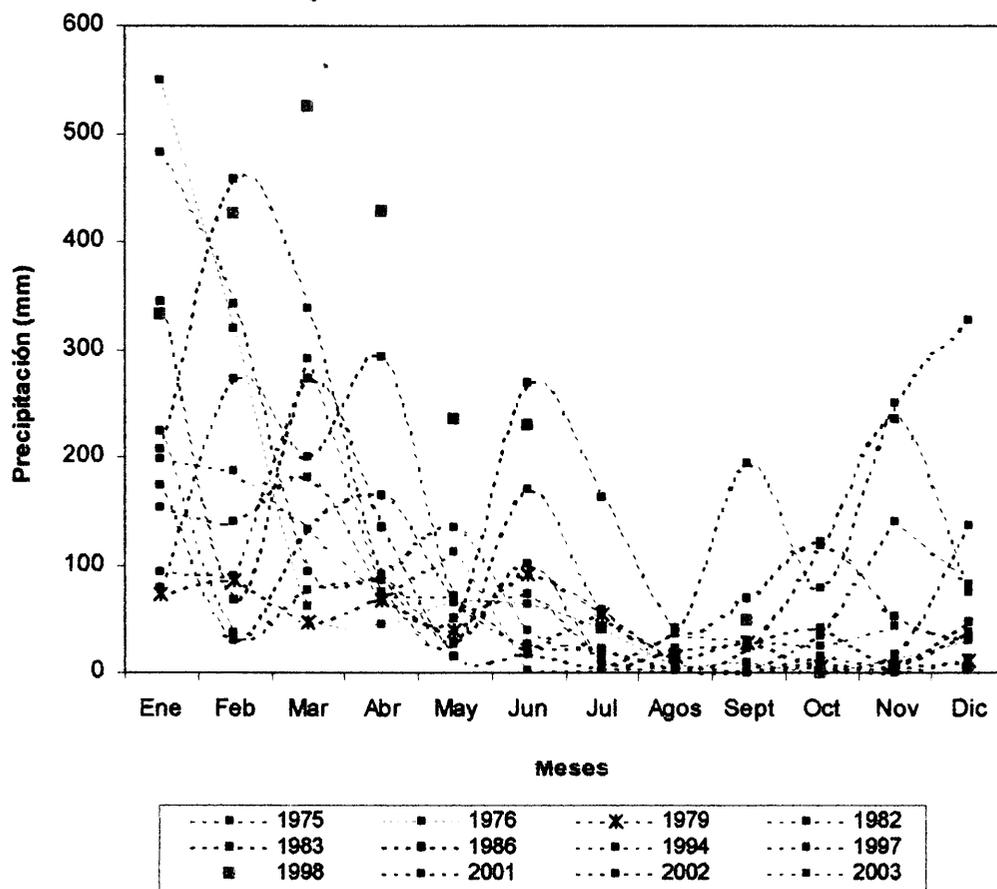
La precipitación anual es muy alterada en los años en que se presenta el Evento El Niño, donde el promedio de precipitación, como ocurrió en los años 1982, 1992, 1997 y 1998, ver tabla XXVIII, si embargo esto no es un indicador de este evento, ya que la tabla muestra acumulados de lluvias anuales considerables, pero durante año no Niño.

Tabla XXVIII Promedios mensuales y acumulado anual de precipitaciones en el Puerto de Esmeraldas, 1975 –2003

Mes	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Acumulado Anual (mm)
Año													
1975	482,9	342,8	93,6	86,2	28,0	101,3	11,4	22,6	28,4	41,0	7,8	38,0	1284,0
1976	549,4	320,0	61,2	45,6	66,3	62,8	40,7	8,1	9,4	0,0	13,6	30,6	1207,7
1977	304,4	89,6	210,1	17,9	9,6	66,7	25,1	45,9	12,1	20,6	8,2	10,2	820,4
1978	312,4	84,4	226,9	69,9	95,9	19,7	17,2	2,6	26,7	21,2	5,4	38,1	920,4
1979	73,0	86,1	46,2	66,4	38,4	92,2	55,1	14,7	28,4	6,1	5,1	10,5	522,2
1980	66,3	198,4	129,9	44,5	38,6	25,1	0,6	11,6	5,8	7,8	14,0	10,6	553,2
1981	56,3	207,1	46,1	87,2	5,3	22,6	64,1	16,5	29,0	2,4	1,8	69,2	607,6
1982	93,9	89,1	291,7	70,9	71,3	19,0	58,4	8,2	0,2	33,7	140,0	82,3	958,7
1983	208,2	458,6	339,2	88,9	50,8	268,9	163,4	40,5	68,7	122,1	52,8	29,5	1891,6
1984	64,8	100,7	96,0	75,1	17,3	94,3	30,7	0,7	5,6	31,0	0,8	39,3	556,3
1985	37,2	123,7	44,3	10,3	52,3	17,1	0,2	7,7	13,8	2,8	29,3	66,9	405,6
1986	343,2	67,1	272,4	133,8	14,6	16,0	3,7	5,9	2,3	9,7	5,6	46,7	921,0
1987	186,0	325,4	165,9	155,4	113,1	26,9	33,6	14,5	22,7	1,6	11,3	40,1	1096,5
1988	165,3	102,7	13,4	169,6	67,8	18,6	16,5	10,9	13,7	5,8	45,6	17,6	647,5
1989	337,2	93,2	1,0	163,8	68,6	51,2	9,2	13,9	13,3	43,8	20,0	25,6	840,8
1990	78,0	189,5	74,9	32,6	10,2	36,6	5,2	2,0	8,3	11,0	1,0	69,9	519,2
1991	58,0	211,8	29,0	138,8	30,7	17,7	19,0	9,4	10,7	6,5	4,6	12,5	548,7
1992	40,5	332,4	184,4	103,2	130,1	195,2	7,7	6,0	8,8	8,8	1,7	8,2	1027,0
1993	69,1	322,3	349,8	36,7	19,0	18,4	37,5	8,1	3,8	9,4	3,9	5,3	883,3
1994	224,6	37,1	76,0	90,8	134,5	40,1	21,5	3,8	0,5	7,3	0,8	12,2	649,2
1995	185,4	59,1	11,2	159,5	30,6	16,7	22,1	2,5	18,4	2,0	8,7	10,8	527,0
1996	181,0	57,9	94,1	64,4	14,7	5,8	16,4	3,2	4,7	6,7	1,8	26,7	477,4
1997	153,3	140,8	182,1	75,6	26,7	170,3	53,3	38,7	194,2	79,4	249,7	326,2	1690,3
1998	332,2	427,0	526,0	427,9	235,4	229,5	41,6	16,4	49,1	0,9	4,2	3,5	2293,7
1999	58,5	315,4	198,8	211,0	208,1	35,6	11,2	2,0	49,9	25,3	42,7	15,5	1174,0
2000	10,2	218,5	52,8	65,6	123,1	35,9	13,3	2,1	17,3	15,2	0,8	144,5	699,3
2001	173,0	30,0	133,0	164,1	67,6	26,0	20,9	4,0	23,0	118,6	235,5	75,7	1071,4
2002	78,8	273,8	199,6	294,1	70,3	72,5	12,4	1,0	1,2	15,4	16,4	136,9	1172,4
2003	197,7	186,9	133,1	68,2	113,0	1,3	1,4	35,7	30,8	23,6	42,4		834,1*
Prom Men. (mm)	176,6	189,4	147,7	111,0	67,3	62,2	28,0	12,4	24,2	23,4	33,6	50,1	

834,1* Acumulado hasta noviembre de 2003. Fuente INOCAR.

Promedio Estación Húmeda	Promedio Estación Seca
138,4 mm	33,4 mm



3.29 promedios mensuales de precipitación (1975 – 2003). Fuente: INOCAR

3.1.3.3 Temperatura Superficial del mar

La serie correspondiente a la temperatura del mar (1975-2003), figura 3.30 no presenta una tendencia estacional muy marcada, por el contrario existe una ligera diferencia entre la época seca y la húmeda. Los años más cálidos han sido 1977, 1983, 1998 y 2002, con promedios anuales de temperatura de 26.81, 27.13°C, 26.71°C y 27.12°C respectivamente, ver tabla XXIX.

Tabla XXIX Medias mensuales y anuales de temperatura media superficial del mar (°C) en Esmeraldas, 1975 –2003

Años	1975	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990
Meses															
Enero	23,57			25,30	25,22	25,18	25,58	26,67	26,26	24,67	24,93	26,15	25,61	25,70	25,67
Febrero	23,34	26,84	25,90	25,80	25,34	25,13	25,60	26,90	26,59	25,20	25,52	26,40	25,56	25,94	26,01
Marzo	22,85	27,22	25,80	25,50	25,83	25,82	25,95	27,53	26,42	25,48	25,53	26,58	25,44	25,99	25,97
Abril		26,88	25,77	25,89	25,75	25,70	26,01	27,53	26,69	25,95	25,38	26,44	25,43	26,18	25,92
Mayo		27,24	25,75	26,05	26,04	25,68	25,96	27,63	26,81	25,93	25,52	26,63	25,54	26,02	26,07
Junio	25,28	26,77	25,58	25,86	26,17	26,05	26,47	27,67	26,78	26,00	25,83	26,92	25,20	25,62	26,08
Julio	24,81	26,88	25,07	25,55	25,97		26,50	27,67	26,33	25,79	26,15	26,68	25,51	25,44	25,80
Agosto	23,69	26,59	24,90	25,60	25,71		26,43	27,37	26,58	25,13	26,18	26,59	25,42	25,46	25,05
Septiembre	24,31	26,29	24,77	25,72	25,75		26,32	26,77	25,91	25,03	26,40	26,40	25,27	25,39	25,19
Octubre			24,97	25,78	25,92	25,92	26,32	26,76	26,04	25,18	26,34	26,40	25,54	25,77	25,22
Noviembre		26,38	24,94	25,58	25,84	25,79	26,29	26,78	25,69	24,92	26,59	25,96	25,42	25,74	25,24
Diciembre		27,04	25,22	25,46	25,69	25,87	26,09	26,32	25,62	25,05	26,24	25,50	25,64	25,56	25,27
Media Anual °C	23,98	26,81	25,33	25,67	25,77	25,68	26,13	27,13	26,31	25,36	25,88	26,39	25,47	25,73	25,62

Fuente: INOCAR 2003

Tabla XXIX Medias mensuales y anuales de temperatura media superficial del mar (°C) en Esmeraldas, 1975 –2003

Años	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	Media Mensual °C
Meses														
Enero	25,40	25,52	25,69	25,45	25,66	25,38	25,15	26,07	26,21	26,52	26,76	27,01	27,28	25,72
Febrero	25,31	25,63	25,66	25,54	25,53	25,47	25,36	26,33	26,43	26,54	26,96	27,31	27,00	25,90
Marzo	25,50	25,79	25,89	25,52	25,47	25,45	25,56	26,32	26,80	26,56	26,69	27,37	27,37	26,01
Abril	25,57	25,94	26,23	25,51	25,59	25,52	25,62	26,66	26,34	26,73	27,00	27,37	27,43	26,19
Mayo	25,74	25,92	26,13	25,55	25,92	25,45	25,64	28,08	26,60	26,55	26,83	27,43	27,44	26,30
Junio	25,66	25,87	26,02	25,45	25,70	25,15	25,78	27,65	26,37	26,38	26,75	27,30	26,92	26,19
Julio	25,45	25,47	25,36	24,92	25,40	24,90	25,88	27,16	26,07	26,23	26,78	27,14	26,77	25,99
Agosto	25,79	25,56	25,27	24,86	25,15	25,09	25,84	26,68	25,82	26,21	26,79	26,74	26,89	25,83
Septiembre	25,69	25,21	25,13	24,96	25,25	25,15	25,96	26,47	26,26	26,16	26,80	26,71	26,85	25,78
Octubre	25,71	25,27	25,32	25,46	25,54	25,09	26,08	26,74	26,26	26,25	26,81	27,05	26,90	25,95
Noviembre	25,61	25,43	25,61	25,38	25,16	25,09	25,79	26,29	26,21	26,37	26,73	26,99	27,05	25,88
Diciembre	25,77	25,70	25,42	25,40	25,44	25,06	25,76	26,11	26,20	26,55	26,86	27,01	—	25,84
Media Anual °C	25,60	25,61	25,64	25,33	25,48	25,23	25,70	26,71	26,30	26,42	26,81	27,12	27,08	

Fuente: INOCAR 2003

3.1.3.4 Temperatura Superficial del aire

Del análisis de la serie de temperatura del aire desde 1975 a 2003, del Puerto de Esmeraldas (Figura 3.31), se concluye que no existe gran diferencia entre la época lluviosa y la seca. Los promedios varían entre 25.69 °C y 26.33°C durante la época lluviosa y entre 25.37° C 26.07°C en época seca. Ver tabla XXX. La figura 3.32 muestra que tanto la temperatura del mar como del aire se mantienen en un rango similar, no existe diferencia marcada entre ambas series de tiempo.

Tabla XXX Medias mensuales y anuales de temperatura superficial del aire (°C). Esmeraldas 1975 – 2003.

Años	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989
Meses															
Enero	24,88	24,21	25,36	25,13	25,29	25,98	25,33	25,93	27,00	25,69	25,12	24,96	26,52	25,61	24,91
Febrero	24,99	24,64	25,70	26,15	26,12	25,78	25,57	25,97	27,20	26,16	25,32	25,72	26,96	25,43	25,23
Marzo	26,01	25,61	26,26	25,83	26,00	26,15	26,52	26,34	27,57	26,30	25,51	25,91	27,77	25,23	25,58
Abril	25,90	25,76	26,05	25,93	26,39	26,36	26,40	26,03	27,46	26,54	25,74	25,54	27,06	25,89	25,99
Mayo	25,49	26,08	25,90	25,64	26,21	26,75	26,32	26,10	27,75	26,56	25,73	25,67	26,69	26,07	25,76
Junio	25,31	25,64	25,37	25,45	25,93	26,54	26,28	26,42	27,12	26,01	25,64	25,53	27,11	25,18	25,40
Julio	24,42	26,02	25,11	24,83	25,44	25,91	25,82	26,24	27,09	25,29	24,42	25,78	26,75	24,94	25,26
Agosto	23,57	25,61	24,73	24,28	24,81	25,68	25,52	25,86	26,60	25,37	24,58	25,59	26,54	24,87	25,04
Septiembre	24,52	25,41	24,56	24,29	25,13	25,66	25,42	25,91	26,03	24,89	24,50	25,34	26,32	24,60	25,30
Octubre	24,09	25,41	24,93	25,00	25,84	25,78	24,92	26,43	26,01	24,55	24,94	25,55	26,47	24,98	25,58
Noviembre	23,98	25,62	24,88	25,33	25,48	25,53	25,19	26,74	26,02	25,02	24,71	26,17	26,26	25,25	25,65
Diciembre	24,41	26,08	25,44	25,46	25,81	25,95	25,58	26,76	25,85	25,50	24,81	26,41	26,27	25,19	25,32
Media Anual °C	24,80	25,51	25,36	25,28	25,70	26,01	25,74	26,23	26,81	25,66	25,09	25,68	26,73	25,27	25,42

Fuente: INOCAR 2003

Tabla XXX Medias mensuales y anuales de temperatura superficial del aire (°C). Esmeraldas 1975 – 2003.

Años	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	Media Mensual °C
Meses															
Enero	25,74	25,88	26,00	26,02	25,66	26,11	25,45	25,22	27,06	25,73	25,76	25,75	26,36	26,39	25,69
Febrero	25,95	25,70	26,11	25,73	25,96	26,08	25,89	26,02	27,67	25,56	25,56	25,89	26,47	26,03	25,92
Marzo	26,10	26,92	26,53	26,52	25,71	25,80	25,88	26,31	27,71	26,21	25,31	25,93	26,45	26,50	26,22
Abril	26,16	26,80	26,95	27,18	25,94	26,12	25,98	26,29	27,91	25,85	25,83	26,20	26,48	26,39	26,31
Mayo	26,81	26,96	26,82	26,82	25,93	26,21	25,97	26,76	27,56	26,19	25,44	26,05	26,95	26,49	26,33
Junio	26,46	26,56	26,59	26,88	25,60	26,04	25,58	26,69	27,33	25,73	25,59	26,08	26,26	25,75	26,07
Julio	25,77	26,40	25,94	26,08	24,95	25,56	24,90	27,20	26,89	25,83	25,50	25,84	26,24	25,72	25,73
Agosto	25,24	26,26	25,91	25,57	25,07	25,68	25,13	27,12	26,22	25,24	25,53	25,95	25,72	25,95	25,49
Septiembre	25,11	25,94	25,20	25,39	24,94	25,46	25,08	26,83	26,02	25,51	25,17	25,47	25,84	25,74	25,36
Octubre	25,30	26,21	25,29	25,66	25,86	25,82	25,04	27,24	26,05	25,12	25,63	25,94	26,59	26,00	25,59
Noviembre	25,19	26,18	25,58	25,86	25,80	25,08	25,31	26,40	25,79	25,20	25,49	25,67	26,39	26,27	25,59
Diciembre	25,37	26,61	25,98	25,84	26,02	25,52	25,36	27,05	25,78	25,22	25,58	26,11	26,40	—	25,77
Media Anual °C	25,77	26,37	26,08	26,13	25,62	25,79	25,46	26,59	26,83	25,62	25,53	25,91	26,35	26,11	

Fuente: INOCAR 2003

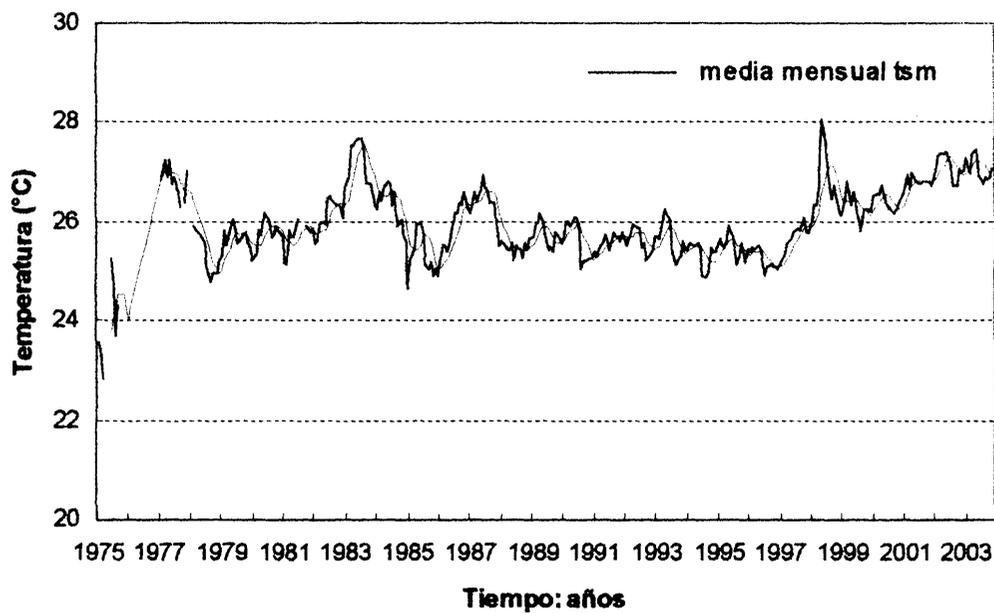


Figura 3.30 Promedios mensuales de temperatura del mar. Fuente: INOCAR 2003

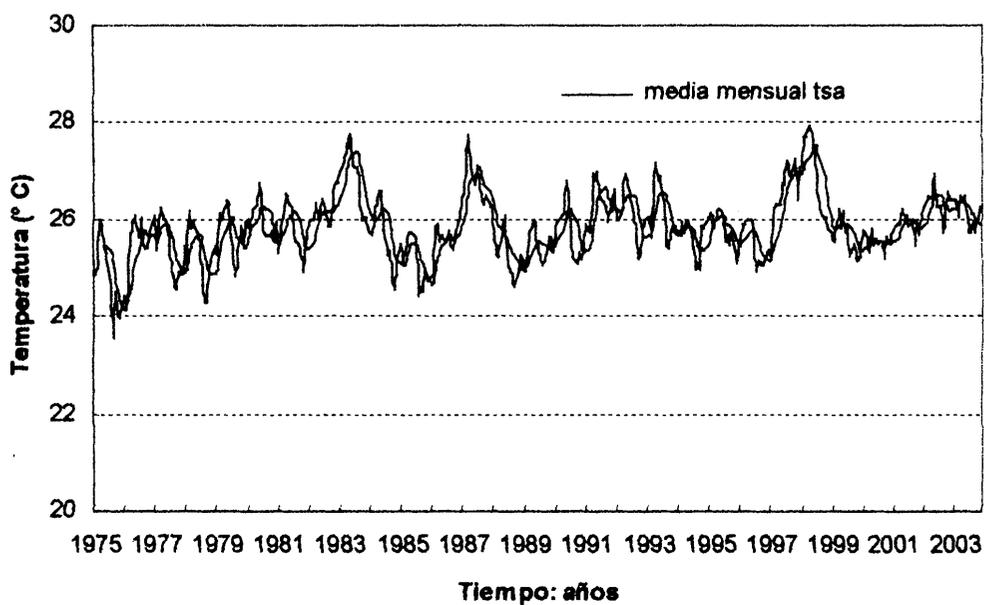


Figura 3.31 Promedios mensuales de temperatura del aire. Esmeraldas. INOCAR 2003

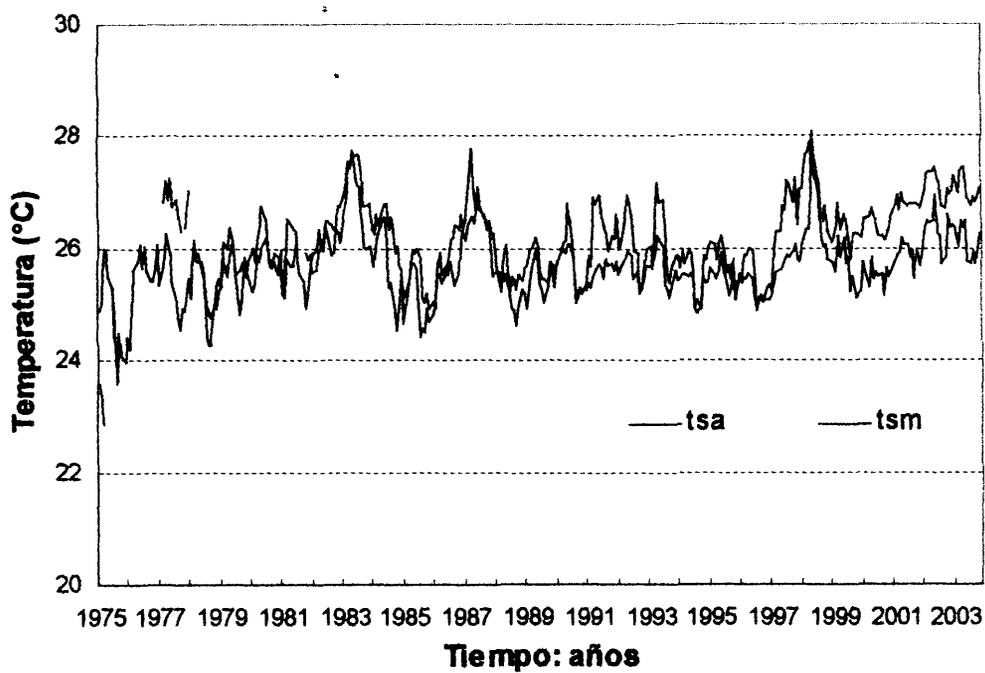


Figura 3.32 Temperaturas del aire y del mar, 1979 – 2003. Esmeraldas. INOCAR.

3.1.3.5 Sistemas Hidrológicos

El Sistema del Esmeraldas es, después del río Guayas, el segundo gran sistema hidrográfico de la costa ecuatoriana (figura 3.33). El sistema hidrográfico del río Esmeraldas está formado por el río Blanco, el Guayllabamba, el Toachi y el Quinindé. Su nacimiento se encuentra en los deshielos de la cordillera y el río Guayllabamba es el afluente más largo que recoge las aguas del norte del callejón interandino y transporta las descargas urbanas e industriales de Quito a través del Machángara. Desde la confluencia de estos dos ríos donde está la población de Quinindé (Rosa Zárate) se inicia la navegación hasta Esmeraldas, capital de la provincia que se asienta a 3 kms. de su desembocadura. La cuenca del río Esmeraldas abarca 20 mil kms. cuadrados.

El sistema del río Esmeraldas es el más poblado. La capital de la provincia se asienta en la margen izquierda de su desembocadura. Aguas arriba tenemos las parroquias urbanas Esmeraldas, Quinindé, Luis Tello, Cinco de Agosto y Bartolomé

Ruiz. Las rurales asentadas en sus riberas Tachina, Chínca, San Mateo, Majua, Viche y Malimpia.

De acuerdo a datos de INERHI, Esmeraldas cuenta con 23 ríos que descargan aproximadamente 1.765 metros cúbicos por segundo, lo cual equivale al 48% del aporte nacional al océano Pacífico. El río Esmeraldas descarga sobre los 1000 metros cúbicos.

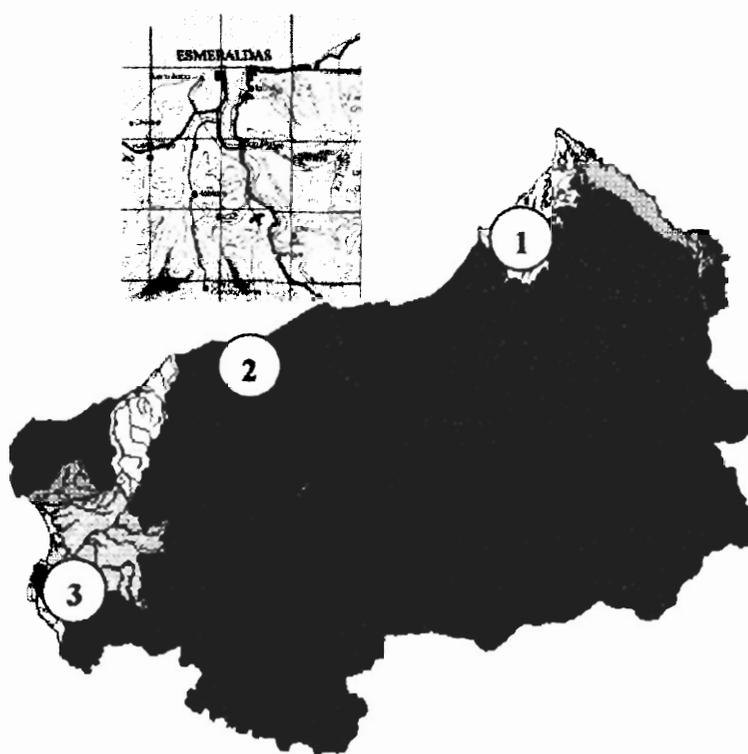


Figura 3.33 Sistemas Hidrológicos principales de la Provincia de Esmeraldas 1) Sistema Santiago - Cayapas, desemboca en la bahía de Ancón de Sardinias, al norte de la provincia 2) Sistema del Esmeraldas es, después del río Guayas, el segundo gran sistema hidrográfico de la costa ecuatoriana 3) Sistema de Cojimies, es el mas meridional de la provincia. Fuente: INFOPLAN 2001.

3.2 Manejo y tratamiento de información

Para el desarrollo del mapa de riesgo por inundación en la ciudad de Esmeraldas, fue necesario recopilar la siguiente información:

- a) Carta urbana de la localidad de interés (puerto, poblado, etc).
- b) Carta topográfica de la región costera que comprenda, desde el nivel medio del mar hasta la cota de 20 m sobre el nivel medio del mar, con escala 1:50.000.
- c) Carta batimétrica I.O.A. 100, Carta batimétrica I.O.A. 1002, batimetrías digitales de la región costera que comprendan, desde el nivel medio del mar hasta la cota de 200m bajo el nivel del mar, con escala 1:25000.
- d) Batimetría digital extraída de ETOPO2 de Smith and Sandwell, 1997, de la región oceánica que comprende, desde la costa hasta la zona de generación de tsunamis; distancia aproximada de 800 km a lo largo de la costa, con escala 1:500000. Esta carta se interpola para obtener la batimetría en una cuadrícula de 1 minuto de longitud por un minuto de latitud.
- e) Escenarios sísmicos de la región, se usaron para el modelamiento las localizaciones de los tsunamis generados por los eventos sísmicos producidos en 1906, 1942, 1958 y 1979 (figura 3.34), así como la magnitud y el momento sísmico de los mismos. Esta información se empleó para determinar los parámetros de falla necesarios en la generación de las

condiciones iniciales de los tsunamis eventuales.

3.2.1 Base teórica

Para plantear las ecuaciones que gobiernan la propagación de los tsunamis y que son de interés en este estudio, se partió de conocimientos básicos como son: la ecuación de Conservación de Masa, la ecuación de Conservación de Momento y el Balance Hidrostático formulando el Modelo de Aguas Someras (Pedlosky, 1979). Parametrizando la fricción de fondo con el coeficiente de fricción de Manning en las ecuaciones del Modelo de Aguas Someras e integrando estas ecuaciones verticalmente se obtuvieron las ecuaciones que al ser integradas explícitamente en diferencias finitas permiten la simulación numérica de tsunamis mediante el algoritmo TUNAMI (Tohoku University Numerical Analysis Model for Investigation of Near field Tsunami, Goto y Ogawa, 1982).

3.2.1.1 El modelo de Aguas Someras

3.2.1.1.1 Ecuaciones primitivas

El modelo de aguas someras (Pedlosky, 1979) describe el movimiento de ondas cuya longitud es mucho mayor que la profundidad del agua en donde

se propagan. En este modelo las aproximaciones de incompresibilidad del agua y de densidad constante reducen la ecuación de conservación de masa a la ecuación de continuidad de volumen:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (1)$$

A su vez, la aproximación hidrostática permite simplificar las ecuaciones horizontales de conservación de momento:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \frac{\partial \Psi}{\partial x} - \frac{\tau_x}{\rho}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \frac{\partial \Psi}{\partial y} - \frac{\tau_y}{\rho}. \quad (3)$$

En las ecuaciones (1), (2) y (3), t representa el tiempo, $\Psi(x, y, t)$ representa la altura de la columna de agua a partir del nivel de referencia $z = 0$, g es la aceleración de la gravedad, u, v , son las componentes de la velocidad horizontal del campo de masa en las direcciones ortogonales x, y , respectivamente, siendo w la componente vertical de la velocidad en la dirección z , mientras que τ_x / ρ y

τ_y/ρ representan la fricción en el fondo en las direcciones x e y respectivamente, ρ representa la densidad del agua. Note que el efecto de rotación del planeta sobre la aceleración horizontal (termino de Coriolis) no esta incluido en las ecuaciones (2) y (3). Al respecto, Kowalik y Whitmore (1991), demostraron que el termino de Coriolis no es importante en la propagación de tsunamis.

3.2.1.1.2 Ecuaciones de aguas someras integradas en la vertical

La aproximación hidrostática implica suponer que el campo horizontal de velocidad es independiente de la profundidad, por lo que es conveniente integrar verticalmente las ecuaciones primitivas (1, 2 y 3), con el objetivo de simplificar su solución numérica.

Condicionando al fluido que está en el fondo y en la superficie a permanecer tanto en el fondo como en la superficie respectivamente, la ecuación de ambas fronteras es $F(x, y, z, t) = 0$, consecuentemente:

$$\frac{dF}{dt} = \frac{\partial F}{\partial t} + u \frac{\partial F}{\partial x} + v \frac{\partial F}{\partial y} + w \frac{\partial F}{\partial z} = 0. \quad (4)$$

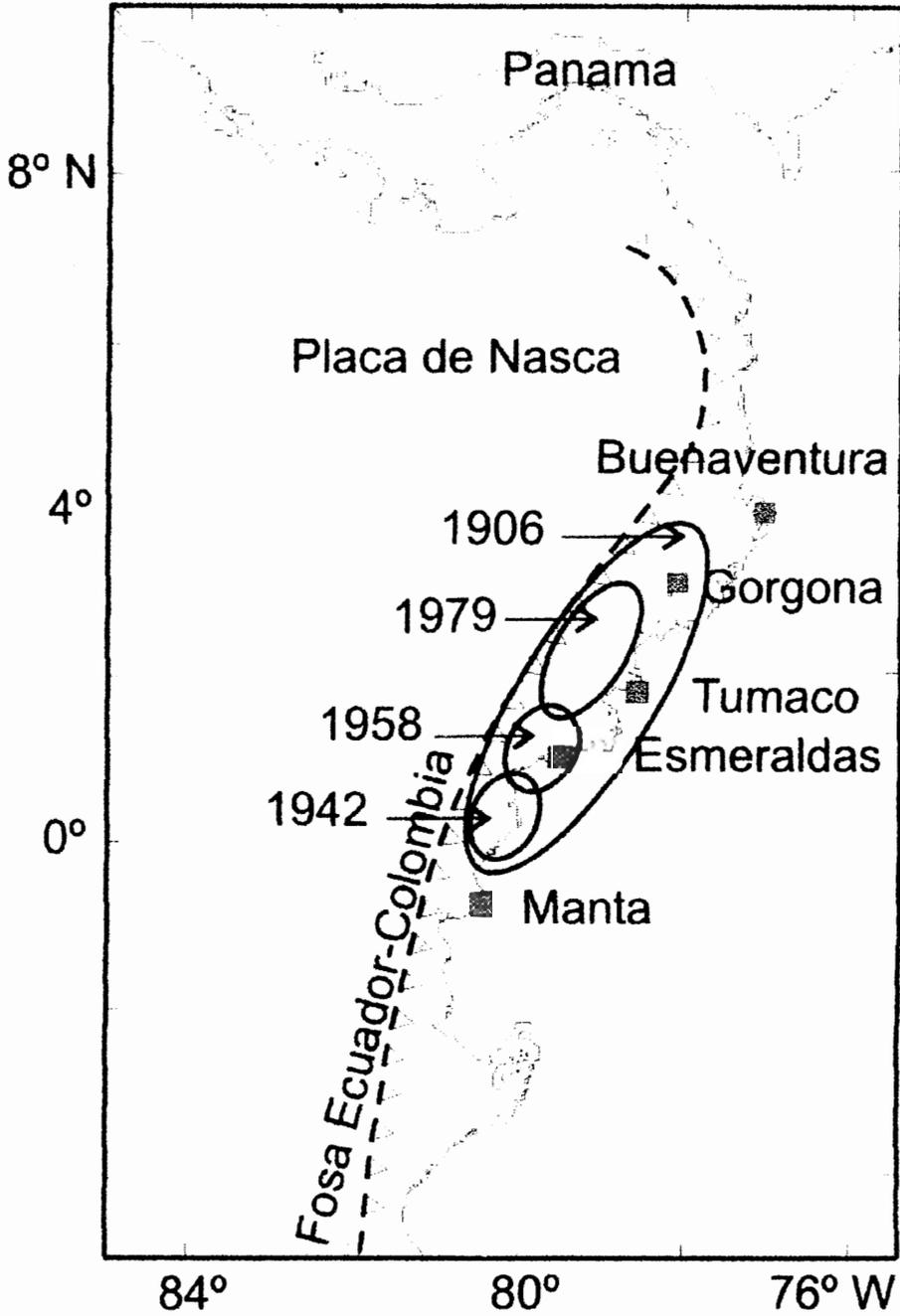


Figura 3.34 Areas de ruptura de los sismos superficiales en la región Ecuador-Colombia (Keleher, 1972; Herd et al., 1981; Beck and Ruff, 1984)

En el fondo, $z = z_0(x, y)$. Sustituyendo $F = z - z_0$ en

(4):

$$u(x, y, z_0) \frac{\partial z_0}{\partial x} + v(x, y, z_0) \frac{\partial z_0}{\partial y} - w(x, y, z_0) = 0. \quad (5)$$

En la superficie, $z = \Psi(x, y, t)$. Lo que implica, según

(4):

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} + u(x, y, \Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial x} + v(x, y, \Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial y} - w(x, y, \Psi) = 0 \quad (6)$$

Integrando (1) desde el fondo hasta la superficie libre se obtiene:

$$\int_{z_0}^{\Psi} \frac{\partial u}{\partial x} dz + \int_{z_0}^{\Psi} \frac{\partial v}{\partial y} dz + w(x, y, \Psi) - w(x, y, z_0) = 0. \quad (7)$$

Expresando los dos primeros términos de (7) mediante las relaciones:

$$\frac{\partial}{\partial x} \int_{z_0}^{\Psi} u dz = u(x, y, \Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial x} - u(x, y, z_0) \frac{\partial z_0}{\partial x} + \int_{z_0}^{\Psi} \frac{\partial u}{\partial x} dz, \quad (8)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \int_{z_0}^{\Psi} v dz = v(x, y, \Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial y} - v(x, y, z_0) \frac{\partial z_0}{\partial y} + \int_{z_0}^{\Psi} \frac{\partial v}{\partial y} dz. \quad (9)$$

De (5), (6), (7) y empleando las relaciones (8) y (9), se obtiene la ecuación de conservación de masa integrada en la vertical:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0, \quad (10)$$

en la que:

$$U = \int_{z_0}^{\Psi} u dz = u[h(x, y) + \eta(x, y, t)],$$

$$V = \int_{z_0}^{\Psi} v dz = v[h(x, y) + \eta(x, y, t)],$$

$$h(x, y) + \eta(x, y, t) = \Psi(x, y, t) - z_0(x, y),$$

siendo $h(x, y)$ la profundidad media de la columna de agua y $\eta(x, y, t)$ la variación del nivel del agua con respecto al nivel de equilibrio en la superficie.

Siguiendo un procedimiento similar se integran las ecuaciones (2) y (3) desde el fondo hasta la superficie libre:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{U^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{UV}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gm^2}{D^{7/3}} U \sqrt{U^2 + V^2} = 0, \quad (11)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{UV}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{V^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gm^2}{D^{7/3}} V \sqrt{U^2 + V^2} = 0, \quad (12)$$

donde, $D = h(x, y) + \eta(x, y, t)$ y $m = 0.025$ es el parámetro de rugosidad de Manning, el cual es considerado constante en este estudio.

La expresión para los términos de fricción de fondo en las ecuaciones (11) y (12) merece una explicación breve: Antes de integrar verticalmente las ecuaciones (2) y (3), los términos de fricción se expresan función de la velocidad en analogía a la ley de fricción cuadrática en un flujo uniforme (Dronkers, 1964):

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{f}{2D} u \sqrt{u^2 + v^2}; \quad \frac{\tau_y}{\rho} = \frac{f}{2D} v \sqrt{u^2 + v^2}, \quad (13)$$

donde el coeficiente de fricción (f) y el parámetro de rugosidad de Manning (m) están relacionados por:

$$m = \sqrt{\frac{fD^{1/3}}{2g}}, \quad (14)$$

consecuentemente, los términos de fricción de fondo se expresan:

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{gm^2}{D^{4/3}} u \sqrt{u^2 + v^2}; \quad \frac{\tau_y}{\rho} = \frac{gm^2}{D^{4/3}} v \sqrt{u^2 + v^2} \quad (15)$$

Los términos de fricción adquieren el aspecto presentado en la ecuaciones (11) y (12) integrando las expresiones (15) desde el fondo hasta la superficie libre.

Es importante mencionar que los términos no lineales (fricción y advección) se omiten de las ecuaciones (11) y (12) cuando el tsunami se propaga en mar abierto. Shuto *et al*, (1991) y Kowalik (1987) demostraron que en profundidades mayores a 50 metros, tanto la fricción como los términos advectivos son insignificantes en comparación con los términos

lineales. Este resultado simplifica las ecuaciones (11) y (12) en la propagación de tsunamis en mar abierto y reduce significativamente el tiempo de cómputo empleado en la solución numérica de las ecuaciones.

En el estudio de propagación transoceánica de tsunamis, además de omitir los términos no lineales, es conveniente expresar las ecuaciones (10), (11) y (12) en un sistema de coordenadas esféricas con la finalidad de minimizar la distorsión por la curvatura de la Tierra. El término de Coriolis se ha incluido por formalidad:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos(\xi)} \left[\frac{\partial U}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \xi} (V \cos(\xi)) \right] = 0, \quad (16)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos(\xi)} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} = fV, \quad (17)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \xi} = -fU, \quad (18)$$

donde $U = uh(\lambda, \xi)$ y $V = vh(\lambda, \xi)$ son respectivamente las componentes del flujo de masa

en las direcciones meridional (ξ) y longitudinal (λ); R es el radio del planeta; la fuerza de Coriolis está representada por $f = 2\Omega \text{sen}(\xi)$, siendo Ω la velocidad angular del planeta.

3.2.1.2 Integración numérica del modelo de Aguas Someras

3.2.1.2.1 Modelo de Aguas Someras en diferencias finitas

En esta sección se resuelven las ecuaciones lineales unidimensionales correspondientes a las ecuaciones (10), (11) y (12) del modelo de Aguas Someras. El objetivo de ilustrar la dispersión de onda que introduce el esquema numérico de diferencias finitas

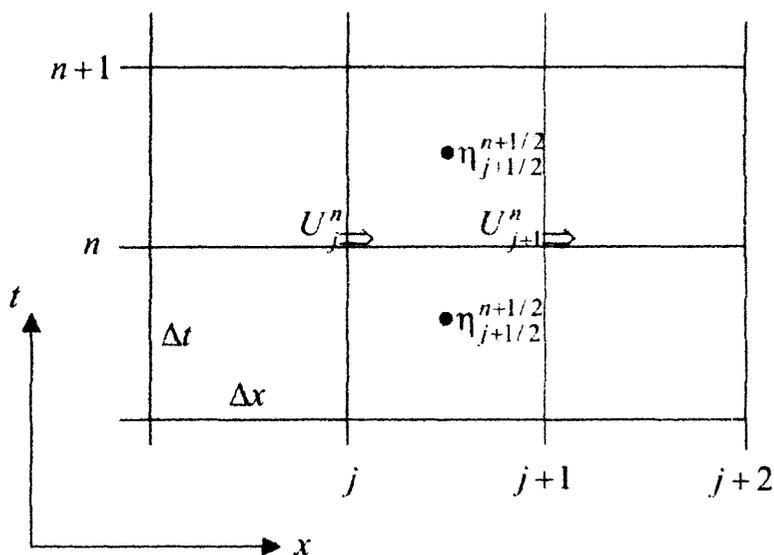


Figura 3.35 Esquema de diferencias finitas centrales en una dimensión y en tiempo. Ortiz 2000.

centrales.

Las ecuaciones de aguas someras en una dimensión y su representación en diferencias finitas centrales de acuerdo al esquema de la Figura 3.34, se expresan:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} = 0 \rightarrow \frac{1}{\Delta t} \left[\eta_{j+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j+\frac{1}{2}}^{n-\frac{1}{2}} \right] + \frac{1}{\Delta x} \left[U_{j+1}^n - U_j^n \right] = 0 \quad (19)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \rightarrow \frac{1}{\Delta t} \left[U_j^{n+1} - U_j^n \right] + \frac{gh}{\Delta x} \left[\eta_{j+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j-\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} \right] = 0 \quad (20)$$

La representación exacta del primer término en diferencias finitas de la ecuación (19) se obtiene completando la serie de Taylor:

$$\frac{1}{\Delta t} \left[\eta_{j+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j+\frac{1}{2}}^{n-\frac{1}{2}} \right] = \frac{\partial \eta}{\partial t} + \sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{(2m+1)!} \left(\frac{\Delta t}{2} \right)^{2m} \frac{\partial^{2m+1} \eta}{\partial t^{2m+1}}$$

Aplicando este procedimiento, las ecuaciones en diferencias (19) y (20), se expresan:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{(2m+1)!} \left[\left(\frac{\Delta t}{2} \right)^{2m} \frac{\partial^{2m+1} \eta}{\partial t^{2m+1}} + \left(\frac{\Delta x}{2} \right)^{2m} \frac{\partial^{2m+1} U}{\partial x^{2m+1}} \right] = 0, \quad (21)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} + \sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{(2m+1)!} \left[\left(\frac{\Delta t}{2} \right)^{2m} \frac{\partial^{2m+1} U}{\partial t^{2m+1}} + gh \left(\frac{\Delta x}{2} \right)^{2m} \frac{\partial^{2m+1} \eta}{\partial x^{2m+1}} \right] = 0. \quad (22)$$

Las ecuaciones (21) y (22) son las ecuaciones diferenciales que representan a las ecuaciones en diferencias (19) y (20). Los terceros términos de (21) y (22), que se están agregando a las ecuaciones originales, son las expresiones de los errores numéricos introducidos en la solución numérica de las ecuaciones de aguas someras debido al truncamiento de las series de Taylor en el esquema de diferencias finitas. Para examinar estos errores en una sola ecuación haremos uso de la siguiente aproximación para las derivadas de alto orden:

$$\frac{\partial^{2m+1}}{\partial t^{2m+1}} = -(\sqrt{gh})^{2m+1} \frac{\partial^{2m+1}}{\partial x^{2m+1}}. \quad (23)$$

De (21) y (22), empleando la relación (23) se obtiene:

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - gh \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} - gh \sum_{m=1}^{\infty} \frac{2}{(2m+1)!} \left(\frac{\Delta x}{2}\right)^{2m} \left[1 - \left(\sqrt{gh} \frac{\Delta t}{\Delta x}\right)^{2m}\right] \frac{\partial^{2m+2} \eta}{\partial x^{2m+1}} = 0. \quad (24)$$

Tomando en cuenta únicamente el primer término de la serie en (24), ésta toma la forma:

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - gh \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} - gh \frac{\Delta x^2}{12} \left[1 - gh \left(\frac{\Delta t}{\Delta x}\right)^2\right] \frac{\partial^4 \eta}{\partial x^4} = 0. \quad (25)$$

El tercer término en (25) representa la dispersión de onda que introduce el esquema numérico. Es importante notar que este esquema numérico no introduce disipación de energía.

3.2.1.3 Dispersión de onda y el número de Imamura

Consideremos la expresión de la ecuación de Boussinesq en una dimensión (Shuto, 1991):

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - gh \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} - \frac{gh^3}{3} \frac{\partial^4 \eta}{\partial x^4} = 0. \quad (26)$$

El tercer término de (26) representa la dispersión de onda. Al igualar los terceros términos de (25) y (26),

la dispersión numérica en (25) resulta prácticamente igual a la dispersión prescrita por la ecuación de Boussinesq. El cociente entre estos dos coeficientes es lo que se conoce como número de Imamura, Im :

$$Im = \frac{\Delta x}{2h} \sqrt{1 - (CFL)^2}, \quad (27)$$

donde $CFL = \sqrt{gh}\Delta t / \Delta x < 1$, expresa la estabilidad de la solución numérica (Courant- Friedrichs-Lewy Condition). El número de Imamura, $Im = 1$, hace que la dispersión numérica sea similar a la dispersión física prescrita por la ecuación de Boussinesq. Ciertamente es difícil mantener $Im = 1$ en batimetrías irregulares. Sin embargo, Shuto (1991) y Sataké *et al.*, (1995), han demostrado que la solución de las ecuaciones de aguas someras, manteniendo el número de Imamura en el intervalo $[0.6 < Im < 1.4]$, es aceptablemente similar a la solución de las ecuaciones de Boussinesq.

3.2.1.4 Esquema de diferencias finitas centrales en coordenadas esféricas

Cuando se utilizan relativamente grandes las ecuaciones lineales se resuelven en coordenadas esféricas para evitar errores inducidos por la curvatura de la Tierra. En la Figura 3.35 se muestra el esquema de diferencias finitas centrales en coordenadas esféricas.

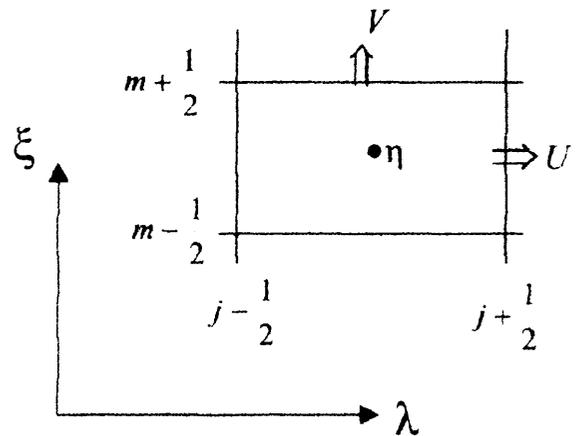


Figura 3.36 Esquema de diferencias finitas centrales en coordenadas esféricas. Ortiz 2000.

El conjunto de ecuaciones (16), (17) y (18), se expresan en el esquema de diferencias finitas centrales de la Figura 3.34, quedando finalmente expresada:

$$\eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}} = \eta_{j,m}^{n-\frac{1}{2}} - R_1 \left[U_{j+\frac{1}{2},m}^n - U_{j-\frac{1}{2},m}^n + V_{j,m+\frac{1}{2}}^n \cos \xi_{m+\frac{1}{2}} - V_{j,m-\frac{1}{2}}^n \cos \xi_{m-\frac{1}{2}} \right] \quad (28)$$

$$U_{j+\frac{1}{2},m}^{n+1} = U_{j+\frac{1}{2},m}^n - R_2 h_{j+\frac{1}{2},m} \left[\eta_{j+1,m}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}} \right] + R_3 Q \quad (29)$$

$$V_{j,m+\frac{1}{2}}^{n+1} = V_{j,m+\frac{1}{2}}^n - R_4 h_{j,m+\frac{1}{2}} \left[\eta_{j,m+1}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}} \right] - R_5 P, \quad (30)$$

donde,

$$\Delta s = \Delta \lambda = \Delta \xi; R_1 = \Delta t / (R \cos \xi_m \Delta S); R_2 = g \Delta t / (R \cos \xi_m \Delta S);$$

$$R_3 = 2 \Delta t \Omega \sin \xi_m; R_4 = g \Delta t / (R \Delta s); R_5 = 2 \Delta t \Omega \sin \xi_{m+1/2}.$$

3.2.2 Area de estudio

Se ha tomado como área específica para elaboración del mapa de inundación, la cubierta por la carta I.O.A. 1002, cuyos límites geográficos son:

Longitud	079° 40' W	079° 36' W
Latitud	00° 56' N	01° 01' N

Mientras que para el área de generación de los tsunamis se ha tomado como límites geográficos, los alcanzados por las coordenadas:

Longitud	86° 59' W	74° 59' W
Latitud	10° 00' S	9 ° 58' N

La región de generación o calculo ha sido dividida en 5 subregiones, llamadas mallas o grillas, y a las que se ha denominado dom_a, dom_b, dom_c, dom_d y dom_e, en el presente estudio; el espaciamiento temporal y espacial de estas grillas varían desde 81:27:9:3:1 segundos, para las diferentes subregiones respectivamente. Se consideraron secuencialmente mallas de tamaño grueso de 2430, 810 y 270 metros en el océano profundo, interconectadas con mallas de tamaño fino de 90 y 30 metros en la zona costera, con continuidad de la computación en los bordes entre ambas regiones.

3.2.2.1 Generación y Anidación de mallas o grillas

Para generar las mallas o grillas es necesario contar con información batimétrica y topográfica. También es necesario recalcar que la unidad de espaciamiento es el segundo, variando de la siguiente manera: el dom_a tiene un espaciamiento de 81", dom_b, 27", dom_c, 9", dom_d,3" y dom_e,

1". La batimetría de la región oceánica correspondiente a la malla de menor resolución (dom_a), pero de mayor tamaño, se interpoló del banco de datos ETOPO2 de Smith and Sandwell, 1997, mientras que para las resoluciones espaciales de 27", 9", 3" y 1" fue necesario digitalizar las cartas I.O.A. 100, I.O.A. 1002, hoja topográfica de Esmeraldas y hacer uso de sondeos actualizados de áreas específicas de ambas cartas para describir la batimetría y topografía aledaña al Puerto de Esmeraldas. Para describir la batimetría de la ciudad de Esmeraldas se empleó una resolución espacial de 1 segundo (30 m) y corresponde a la malla de mayor resolución, pero de menor tamaño.

Los archivos obtenidos de la digitalización fueron generados en forma de matriz cuyos elementos corresponden a la profundidad o la elevación topográfica con respecto al nivel medio del mar, donde las profundidades presentan valores positivos y las elevaciones negativos, con respecto al nivel de referencia establecido (MLW).

<i>Latitud</i>	<i>Longitud</i>	<i>Profundidad</i>
1,101	-79,678	233,00
0,987	-79,679	1,60
1,029	-79,558	3,60

1,025	-79,556	3,50
1,021	-79,552	2,90
1,022	-79,561	2,90
0,98052	-79,682	0.000
0,98047	-79,682	0.000
0,98042	-79,682	0.000
0,98037	-79,682	0.000
0,98032	-79,682	0.000
0,98028	-79,682	0.000
0,99734	-79,649	-0,90
0,99725	-79,649	-3,30
0,99721	-79,649	-5,60
0,99713	-79,649	-7,30
0,99709	-79,649	-7,90
0,99697	-79,649	-9,60

Las matrices generadas tienen N filas por M columnas, donde N x M es la dimensión de la matriz generada (número de datos digitalizados). Las columnas estarán dispuestas de la siguiente manera: longitud, latitud y profundidad. Las matrices pueden ser perfectamente leídas en *matlab*, programa que permitirá la realización y visualización de gráficos de los resultados obtenidos al emplear los modelos.

Los archivos con los datos batimétricos y topográficos han sido depurados y editados con la finalidad de obtener una mejor interpolación en las grillas o mallas. Una vez que se tienen los archivos finales, se establecen los límites para cada región o grilla, para el presente estudio se establecieron los siguientes límites para cada región:

<i>Malla A</i>	10° 00' S	86° 59' W	$\Delta x \approx 2430m$
<i>dom_a</i>	9° 58' N	74° 59' W	$\Delta x \approx 81''$
<i>Malla B</i>	7° S	82° W	$\Delta x \approx 810m$
<i>dom_b</i>	3° N	78° W	$\Delta x \approx 27''$
<i>Malla C</i>	0.8° N	80° W	$\Delta x \approx 270m$
<i>dom_c</i>	1.7° N	78.8° W	$\Delta x \approx 9''$
<i>Malla D</i>	0.85° N	79.75° W	$\Delta x \approx 90m$
<i>Dom_d</i>	1.1° N	79.45° W	$\Delta x \approx 3''$
<i>Malla E</i>	0.94° N	79.68° W	$\Delta x \approx 30m$
<i>Dom_e</i>	1.02° N	79.6° W	$\Delta x \approx 2430m$

Las grillas son generadas una a una de acuerdo a los límites establecidos, con la información organizada en matrices como se mencionó al inicio y con ayuda del programa *surfer*. Como se puede apreciar la grilla de mayor resolución (1" o 3") se usa para desarrollar los mapas de riesgo frente a tsunamis en áreas específicas para este caso la ciudad de Esmeraldas (figura 3.37), mientras que en la grilla de menor resolución (malla exterior, Malla A o *dom_a*, figura 3.38), se generará la perturbación del lecho oceánico (*def_a*) el que posteriormente es transmitido a las demás áreas.

El modelo de simulación trabaja en un esquema de mallas anidadas, cada una de las cuales representa regiones del área de estudio en las que se va

trasladando la solución. Para aplicar en forma correcta la técnica, se debe cumplir que la resolución de las mallas o grillas se tripliquen cuando pasa de una malla exterior a otra interior o viceversa. Esto es, las dimensiones $M \times N$ de las mallas, a excepción de la malla exterior de 81", deben cumplir la condición $M-1$ y $N-1$ sean múltiplos de 3. Las escalas de alturas topográficas correspondientes a las grillas generadas están definidas en metros con valores de z positivos para las sondas y valores de z negativos para la topografía como lo muestra el ejemplo.

Con la finalidad de dar continuidad a la solución en las regiones, una vez generadas las grillas las profundidades del agua son conectadas entre dominios o grillas de diferentes tiempo y espaciamiento, por lo que es necesario definir puntos de anidación entre grillas o mallas que permitan la continuidad de las regiones. Para esto se emplean los programas `NODOS_EX.m` o `NODOS_IN.m`, que calculan los puntos conectores entre dominios partiendo desde cualquiera de los dominios extremos, es decir, a partir de la malla de mayor(`dom_a`) o menor resolución (`dom_e`). Para

esto es necesario ingresar las coordenadas geográficas del extremo inferior izquierdo y superior derecho de la malla generada en *surfer*, así como la dimensiones de las matrices de las estas. Esta operación se repite conforme cambiamos dominios teniendo mucho cuidado con el paso de malla y coordenadas para cada caso (ver parte del programa para calcular parámetros de una malla exterior).

3.2.2.2 Condición inicial del tsunami

La condición inicial del tsunami consiste en prescribir una deformación vertical instantánea de la superficie del mar suponiendo que ésta es igual a la deformación vertical cosísmica del lecho marino. Esta hipótesis es válida siempre que la velocidad de propagación del tsunami sea mucho menor que la velocidad de propagación de la ruptura sísmica. A su vez, la deformación vertical cosísmica del lecho marino se calcula con expresiones analíticas que describen la deformación interna de un medio continuo debido al deslizamiento relativo en discontinuidades o fallas geológicas. Algunas expresiones analíticas o modelos de deformación

consideran discontinuidades con asperezas en las que el deslizamiento no es uniforme en el plano de la falla o área de ruptura. Estos modelos son de gran utilidad para investigar el mecanismo de ruptura una vez que ha ocurrido un sismo. En este caso, debido a que el estudio está enfocado a la prevención de riesgo y a que no es posible predecir la distribución de asperezas, se empleará el modelo de deformación de Mansinha y Smylie (1971), que consiste en considerar un medio continuo isotrópico donde el deslizamiento o dislocación es uniforme en el área de ruptura. En este modelo de deformación se prescribe la magnitud y la dirección de la dislocación sobre un plano de falla rectangular, así como el rumbo, el echado y la profundidad del extremo superior de la falla, basándose en escenarios sísmicos de la región. Esta información se empleó para determinar los parámetros de falla necesarios en la generación de las condiciones iniciales de los tsunamis eventuales.

En la Figura 3.39 se describen los parámetros empleados en el modelo de dislocación y en las Figuras 3.40 a,b se ilustran, a manera de ejemplo, el campo de deformación vertical de la superficie

producto de una falla inversa ($\lambda = 90^\circ$) con dislocación de 8 metros en un plano de falla de $100 \times 50 \text{ km}^2$ con rumbo Norte y echado de 15° al Este en la profundidad de 20 km. La deformación resultante es un dipolo cuya elevación máxima se localiza alineada a lo largo del rumbo de la falla sobre el lado menos profundo del plano de falla. Una línea nodal separa la elevación del hundimiento.

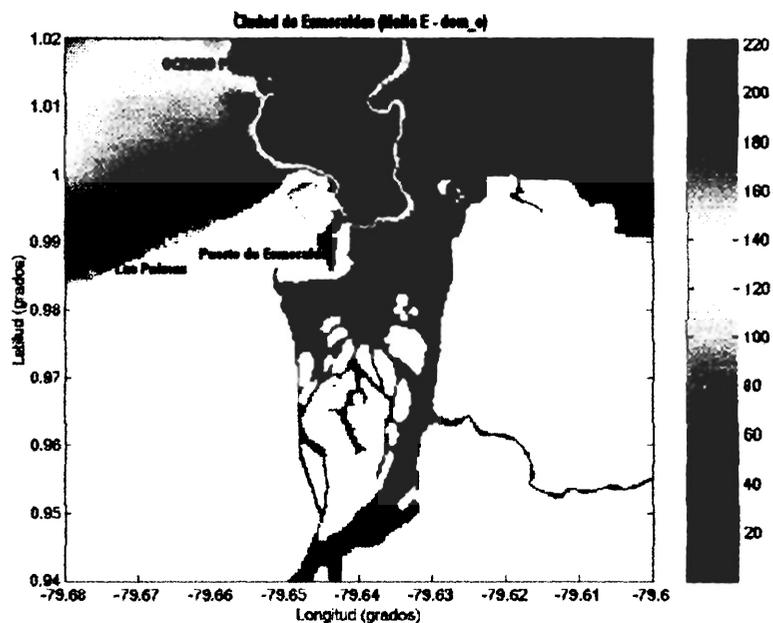


Figura 3.37 Malla de mayor resolución o dom_e, área específica donde se desarrollará el mapa de inundación, corresponde a la Ciudad de Esmeraldas. Arreaga 2004.

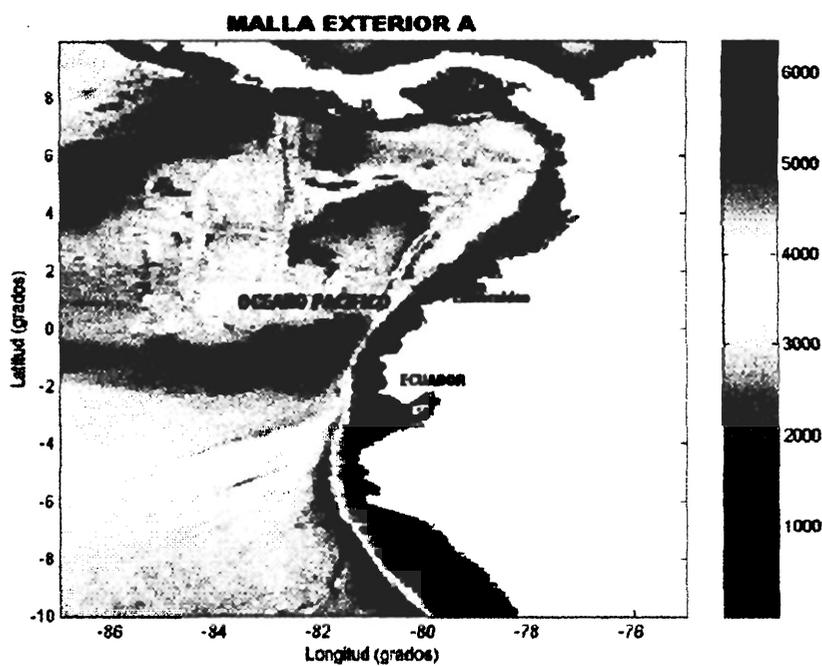


Figura 3.38 Malla exterior, menor resolución o dom_a, corresponde al área donde se genera la condición inicial o deformación del suelo oceánico. Arreaga 2004

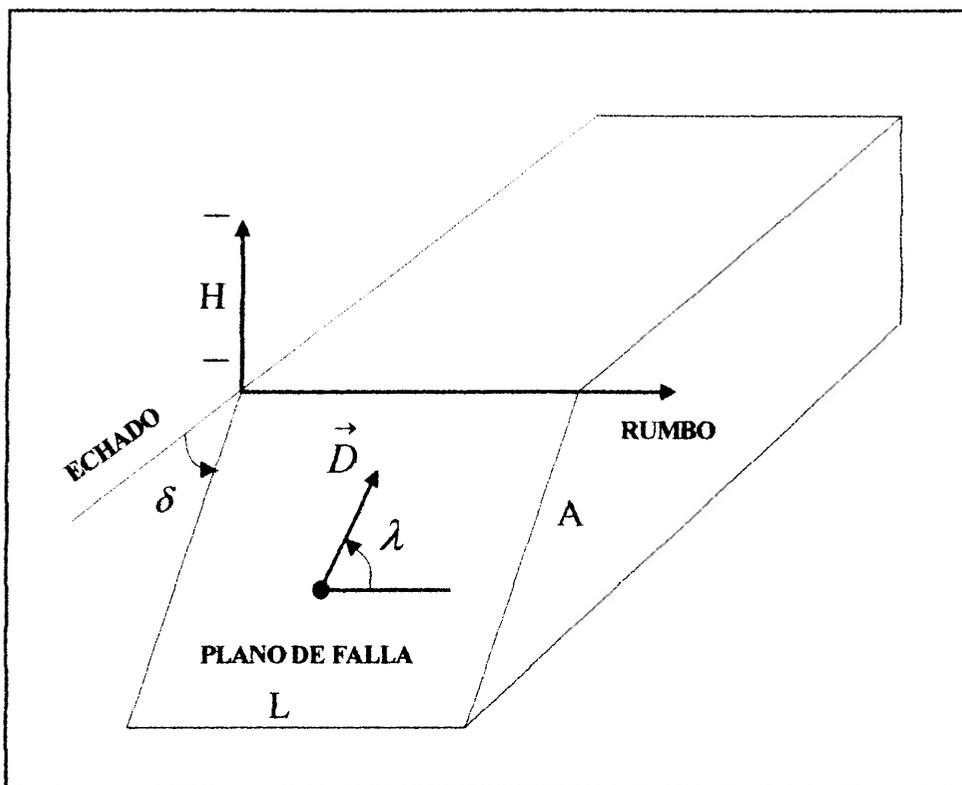


Figura 3.39 Representación de los parámetros empleados en el modelo de dislocación de Mansinha y Smylie (1971). L y A indican el largo y ancho del plano de falla. H es la profundidad del plano de falla desde la superficie. El vector D indica la magnitud y dirección de la dislocación sobre el plano de falla. El echado (inclinación del plano de falla) se mide en dirección perpendicular al rumbo. Ortiz 2000.

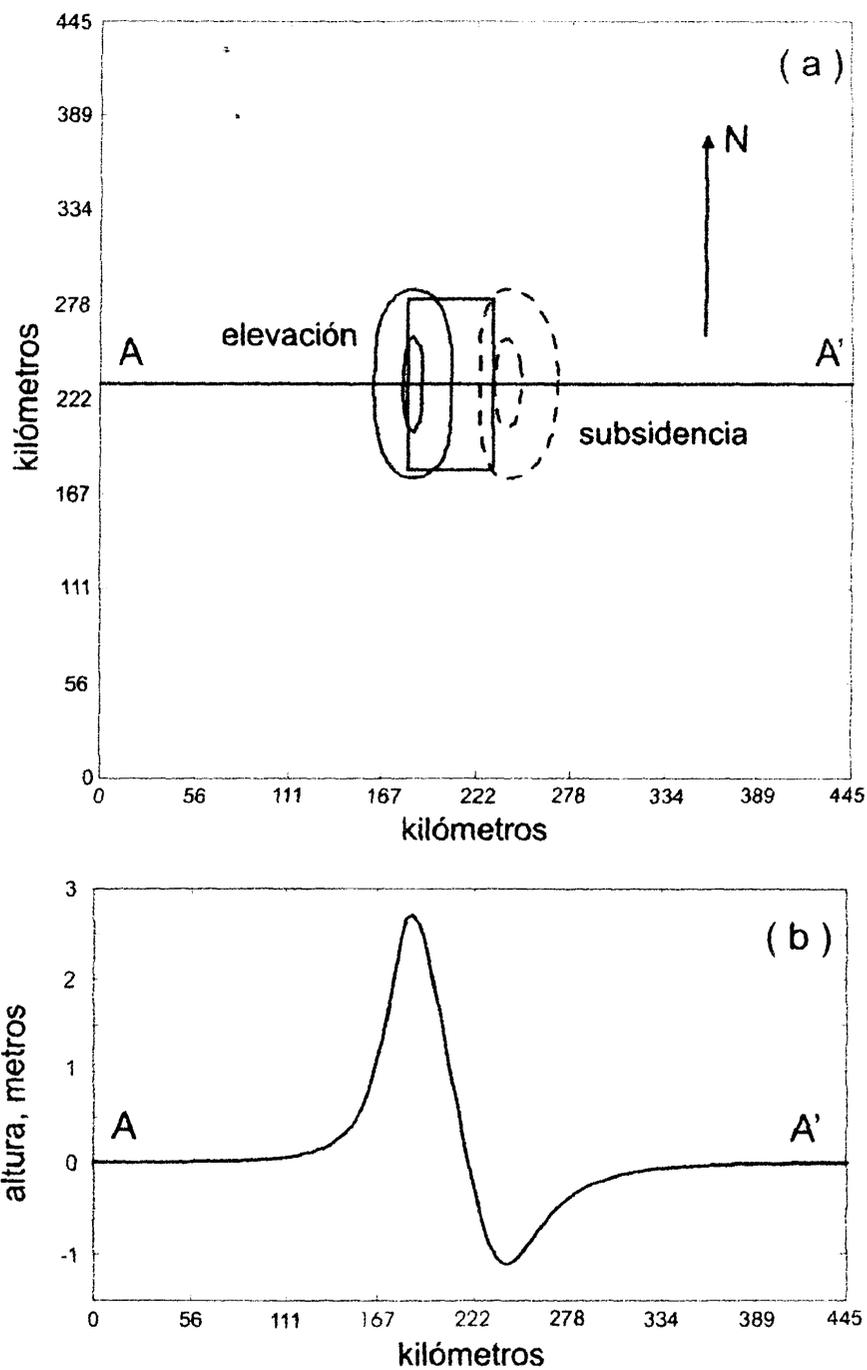


Figura 3.40 (a) Campo de deformación vertical de la superficie producto de una falla inversa ($\lambda = 90^\circ$) con dislocación de 8 metros en un plano de falla de $100 \times 50 \text{ km}^2$ con rumbo Norte y echado de 15° al Este en la profundidad de 20 Km (b) Deformación vertical de la superficie a lo largo del transecto AA'. Ortiz 2000.

3.3 Aplicación de Modelos

3.3.1 Simulación Numérica

La simulación numérica de un tsunami se sustenta en una serie de antecedentes físicos, los cuales se complementan con registros técnicos e históricos que permiten mejorar la precisión de la simulación. Los modelos numéricos consisten en resolver las ecuaciones de continuidad y movimiento de los fluidos, integradas verticalmente para parámetros característicos de un evento. Lo expresado implica desde el punto de vista oceanográfico, analizar el comportamiento de un flujo barotrópico (no toma en cuenta esfuerzos del viento ni gradientes horizontales de temperatura, la densidad varía de modo semejante a la presión) y hacer aproximaciones para aguas someras e hidrostática.

Otro supuesto en este tipo de modelos es que a pesar que el fondo sufre levantamientos y/o hundimientos iniciales, estos dejan de interactuar con la columna de agua del océano.

El presente estudio, se ha basado en el Programa Tsunami Inundaton Modeling Exchange (TIME) de la Universidad de Tohoku, basado en las investigaciones realizadas por el Dr. Nobuo Shuto en el análisis de modelo numérico para la investigación de tsunamis en el campo cercano. Una descripción del modelo y de su uso es dada por Goto et el

al., 1997. El presente programa es solamente para tsunamis, no son incluidas las ondas de viento y mareas.

3.3.1.1 Ecuaciones que gobiernan la propagación de tsunamis

La longitud de onda de tsunamis generados en zonas de subducción de placas tectónicas se ha estimado de decenas a cientos de kilómetros (Ortiz, *et al.*, 2000a). El hecho de que la longitud de onda del tsunami sea mucho mayor que la profundidad del océano ha permitido estudiar la propagación de tsunamis empleando ecuaciones que se describieron en el punto 3.2 y que representan la propagación de ondas en aguas someras o de poca profundidad en comparación con la longitud de onda. Estas ecuaciones han sido planteadas y estudiadas desde finales del siglo XVIII (Lamb, 1932), dando lugar, entre otros, a dos modelos de propagación de ondas en aguas someras empleados en tsunamis: El modelo de Boussinesq (Liu, *et al.*, 1995), en el que se considera importante dispersión de onda por banda frecuencia, y el modelo de Aguas Someras (Pedlosky, 1979), en el que no se considera la

dispersión por frecuencia. Aún cuando la dispersión por frecuencia prescrita por el modelo de Boussinesq es un mecanismo necesario y suficiente para simular la propagación de tsunamis (Ortiz, *et al.*, 2000a), la solución numérica del modelo de Aguas Someras es adecuada debido a que la dispersión intrínseca del método numérico es similar a la dispersión prescrita por Boussinesq (Imamura, *et al.*, 1990).

Para la simulación de tsunamis frente a Esmeraldas se ha asumido que:

1. La marea astronómica no varíe con respecto al tiempo a través de la simulación del tsunami. El nivel de referencia en la simulación es establecido igual al nivel del agua al inicio de la simulación.
2. Ambas, las longitudes espaciales y estacionales de las grillas solamente deben cumplir con la condición de variación sea múltiplo de 3, es decir que mantenga una relación de 1:3:9 y así por consiguiente, si los cambios de ellos son necesarios.
3. En el calculo lineal, no puede ser incluido el run-up y además el calculo no es llevado para profundidades someras menores que 0.1 cm, y

además se establecen paredes verticales en lugar de la pendiente actual.

3.3.1.2 Condición Inicial

Para el presente estudio se emplea el modelo de deformación de Mansinha y Smylie que asume un desplazamiento uniforme, (1971), es decir considera un medio continuo isotrópico donde el deslizamiento o dislocación es uniforme en el área de ruptura.

Para los planos de falla usados para estimar la deformación vertical del piso oceánico en las localizaciones aproximadas de los sismos de 1942, 1958 y 1979, se asume una distribución uniforme de dislocación de 4 metros sobre un plano de falla de 160 km x 70 km. Esta falla geométrica aproximadamente concuerda con la magnitud y el momento sísmico del terremoto de Colombia del 12 de diciembre 1979. Para el sismo de 1906 asumimos una distribución de dislocación - inversa de 7 metros sobre un plano de falla de 480 km x 130 km. El Momento sísmico (M_0) estimado responde a la relación $M_0 = \mu d L_0 W_0$, donde L_0 es la longitud de

falla, W_0 es el ancho de la falla y d es la magnitud de la dislocación; se asume un modulo de rigidez (μ) de 4×10^{11} dinas cm. El M_w estimado usa las relaciones: $M_w = 2/3 \log_{10} M_0 - 10.7$ (Hanks & Kanamori, 1997). El área de ruptura (A) estimada usa la relación: $M_w = \log_{10} A + 4.0$ (Utsu y Seki, 1954; Wyss, 1979; Singh *et al.*, 1980), donde A está en km^2 . Para todos los modelos de dislocación, se asume un ángulo de desplazamiento de 90° para todos los planos de falla. Los parámetros de los modelos de dislocación usados para estimar la deformación vertical del suelo marino se describen en la tabla XXXI. La localización de los correspondientes planos de falla se ilustra en la figura 3.40.

3.3.1.3 Descripción del modelo de propagación de tsunamis

la propagación del tsunami se simuló con la solución de las ecuaciones de aguas someras (Goto *et al.*, 1997), permitiendo una condición de frontera móvil en la costa para evaluar la altura y extensión de la inundación en el área de estudio.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0 ,$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{V^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{UV}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gm^2}{D^{7/3}} U \sqrt{U^2 + V^2} = 0 , \quad (31)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{UV}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{V^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gm^2}{D^{7/3}} V \sqrt{U^2 + V^2} = 0 .$$

En estas ecuaciones, t es el tiempo, η representa el desplazamiento vertical de la superficie del agua respecto al nivel de equilibrio, g es la aceleración gravitacional, h la profundidad media de la columna de agua, $D = (\eta + h)$ la profundidad instantánea de la columna de agua. U y V son los gastos por unidad de área lateral en las direcciones longitudinal (x) y latitudinal (y) respectivamente, siendo m el parámetro de rugosidad de Manning, considerado constante e igual a 0.025 para el presente estudio. La validez de las ecuaciones (31) para simular la propagación de ondas barotrópicas se estableció desde finales del siglo XVIII (Lamb, 1932). Desde entonces las ecuaciones (31) han sido discutidas e ilustradas por un gran número de autores (Ej.

Pedlosky, 1979). Recientemente se han comparado con éxito los resultados de la solución numérica de las ecuaciones (31) con observaciones de tsunamis transoceánicos en mar abierto (Ortiz et al., 2001). La propagación de tsunamis en batimetrías costeras muy irregulares se ha simulado con el conjunto de ecuaciones (31) y con la aproximación lineal de éstas según el caso (Ortiz et al., 2000b; Ortiz et al., 2000c). La condición de inundación (frontera móvil) en el método de Goto et al., (1997) se ha empleado con éxito para reproducir la inundación por tsunamis (Shuto et al., 1986; Takahashi et al., 1995).

Las ecuaciones (31) se integraron en un esquema de diferencias finitas centrales en un conjunto de mallas con diferente resolución espacial interconectadas dinámicamente. En mar abierto se emplean mallas gruesas o de baja resolución espacial de 81 segundos, para describir la batimetría de la región oceánica, en la que se desprecian los términos alineales, mientras que cerca de la costa se emplean mallas de alta resolución espacial donde se consideran todos los términos de las ecuaciones.

La condición de frontera externa del modelo prescribe la radiación libre de ondas hacia el exterior del dominio de integración empleando la solución de la ecuación de onda a lo largo de las características:

$$(U,V) = \pm \eta \sqrt{gh} . \quad (32)$$

El signo positivo o negativo en (32) se toma de tal manera que las ondas pasen libremente por la frontera y salgan del dominio de integración.

Una de las capacidades más importantes de este modelo es el cómputo de la inundación o trepado de la ola en tierra en la malla de alta resolución espacial. Si una celda de la malla está seca o sumergida se juzga en términos de la profundidad total de la columna de agua:

$D = \eta + h > 0$, la celda esta sumergida, y si

$D = \eta + h < 0$, la celda esta seca.

Para un frente de la ola localizado entre una celda seca y una celda sumergida, el flujo de agua a través del límite entre las dos celdas se calcula si la

altura de tierra en la celda seca es más baja que el nivel de agua en la celda sumergida.

Se asume un nivel de referencia constante durante los cálculos del tsunami, el cual está dado por la marea, lo que significa que en el tiempo de inicio las condiciones en el océano serán $\eta = \text{condición inicial}$ del tsunami.

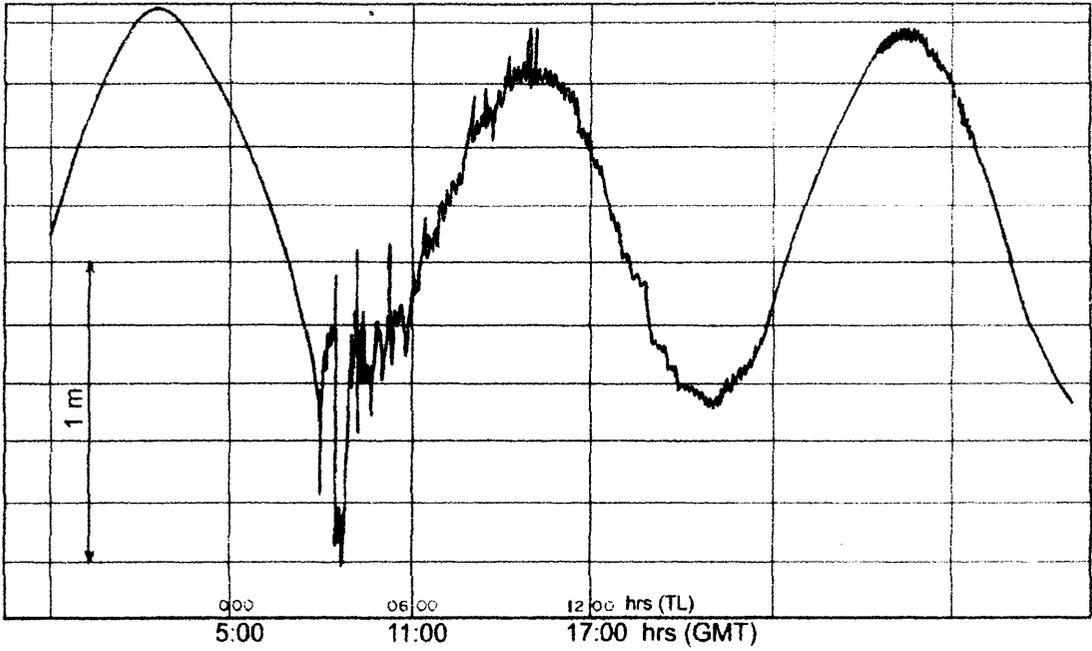
La localización del plano de falla y la dirección que se estima sobre el plano de falla fueron necesarias para reproducir en cierta forma la fase negativa observada en el mareograma del Puerto de Esmeraldas, del tsunami producido en Diciembre de 1979. La figura 3.41, muestra el mareógrafo de Esmeraldas. Este y uno de la ciudad de Buenaventura son los únicos registros regionales del tsunami. El mareógrafo de Esmeraldas se obtuvo de Soloviev et al., 1992.

La deformación genera un dipolo y es generada en la malla externa o de menor resolución (figura 3.42) y es llevada a las demás regiones (mallas b, c, d y e), para que exista una continuidad de la misma en cada uno de los dominios. Esta condición se logra con los

programas de interpolación *interpab.for*, dando como resultado archivos *def_b.dat*.

La condición inicial muestra la deformación que sufre la superficie del océano que se asume igual a la del lecho marino (figura 3.43). Cuando esta condición inicial queda localizada en la parte continental se puede asumir como una deformación en la superficie de la tierra.

El programa principal (*Modelo.for*) considera tanto términos lineales como no lineales, los primeros son considerados en las ecuaciones del Modelo de Aguas someras con reflexión perfecta en las fronteras cerradas y condiciones de frontera abierta en la región oceánica, es decir en las mallas de menor resolución y que son A (dom_a), B(dom_b), C(dom_c) y D (dom_d), mientras que los segundos se emplean en la malla E (dom_e) y que tiene la mayor resolución.



3.41 Tsunami del 12 de Diciembre de 1979 como se registro en Esmeraldas. La recesión del nivel del mar, empieza después del tiempo de origen del sismo (07:59:03 UT; 02:59:03 LT). Pararas-Carayannis, 1980.

Tabla XXXI. Parámetros de los modelos de dislocación usados para estimar la deformación vertical del suelo marino en el área de estudio. Las estimaciones sísmicas del momento (M_0) asumen un módulo de rigidez, 4×10^{11} dina cm. El M_w estimado usa la relación: $M_w = 2/3 \log_{10} M_0 - 10,7$. El área de la ruptura (A) estimada usa la relación: $M_w = \log_{10} A + 4,0$, donde A está en km^2 . Desplazamiento de 90° (falla inversa) se asume para todos los planos de falla.

	Modelo de Dislocación (1)	Modelo de Dislocación (2)	Modelo de Dislocación (3)	Modelo de Dislocación (4)
Longitud (km)	160	160	160	480
Ancho (km)	70	70	70	130
Profundidad (km)	15	15	15	15
Rumbo (azi °)	35	30	25	30
Echado °	30	30	30	30
Dislocación °	90	90	90	90
Dislocación (m)	4	4	4	7
M_0 (dyne cm)	2.24×10^{28}	2.24×10^{28}	2.24×10^{28}	1.78×10^{29}
M_w	8.2	8.2	8.2	8.8
Coordenadas de esquina SW	1.9014°N 79.8436° W	0.7314°N 80.6536° W	0.5961° S 81.2611° W	0.5961° S 81.2611° W

Fuente: Arreaga-Ortiz-Farreras 2004

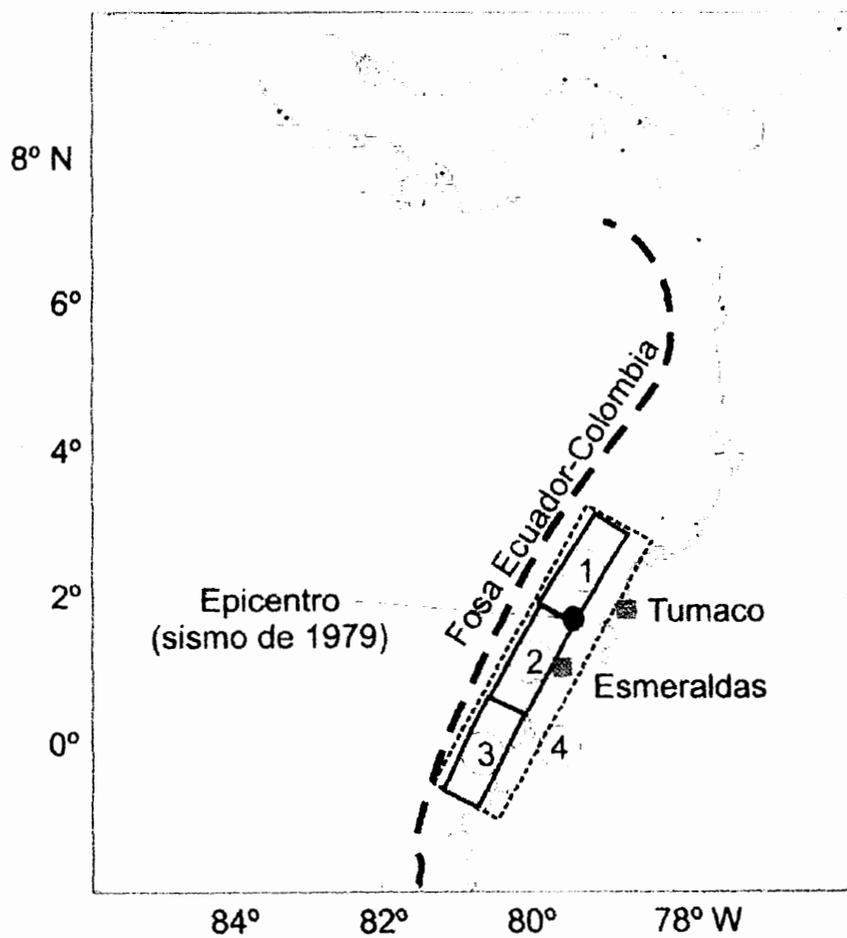


FIGURA 3.42 Proyección de las superficies de los planos de falla (1, 2, 3 y 4) descrita en la tabla XXXI, usados para estimar riesgo de tsunamis en la ciudad de Esmeraldas. Arreaga-Ortiz-Farreras 2004.

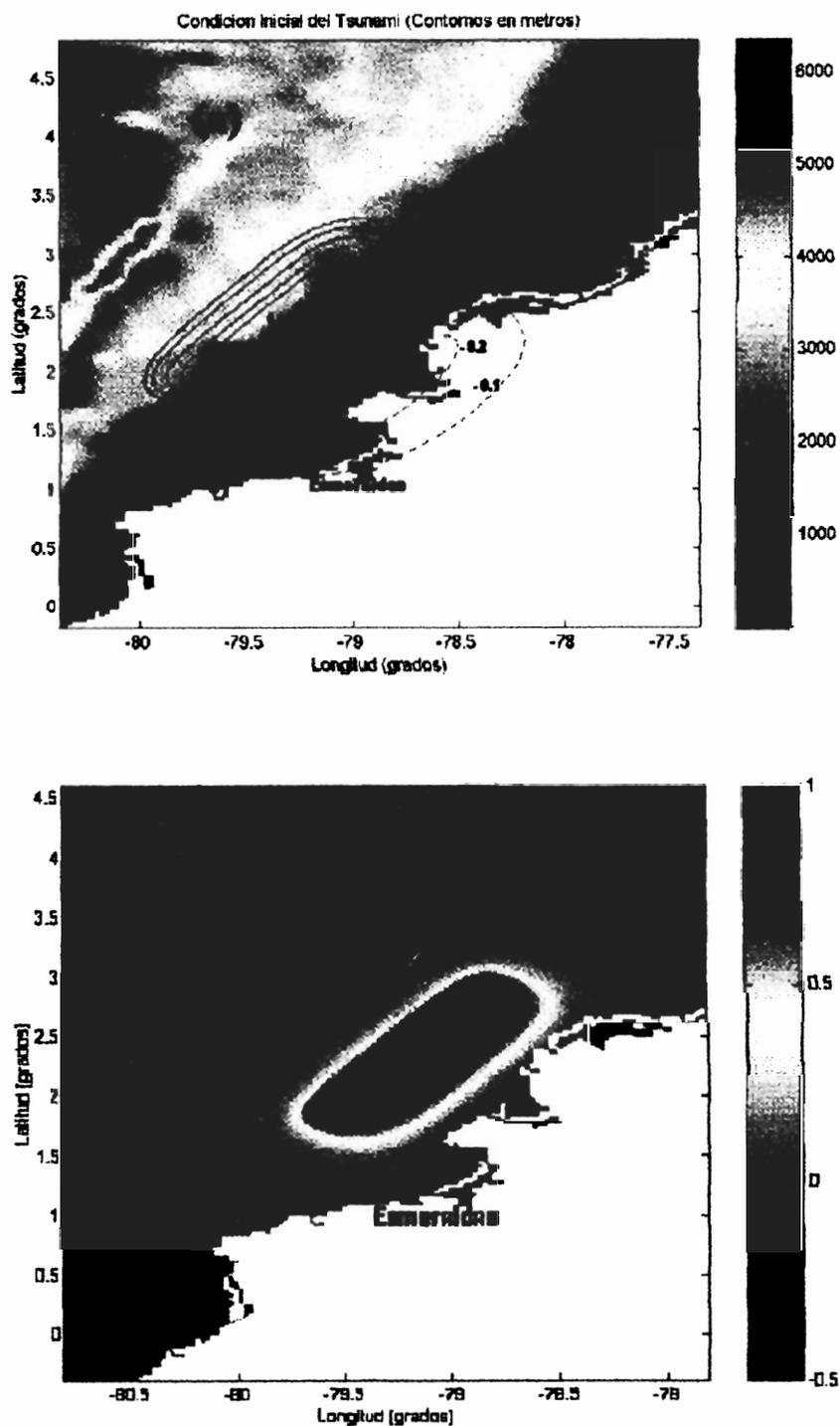


Figura 3.43 (a) Condición Inicial del tsunami (deformación vertical del suelo oceánico, las líneas completas representan el seno de la onda, mientras que las líneas puntuadas el valle de la misma. (b) alturas de la condición inicial. Arreaga 2004.

Al inicio de la simulación numérica se asumió que el nivel de referencia del mar está dado por el *Mean Level Water* (MLW), posteriormente y como se mencionó anteriormente, a los diferentes escenarios empleados se le agrega la marea predominante del lugar (aproximadamente 2m). La simulación se efectuó para un período de 2 horas de propagación del tsunami con un incremento temporal de 1 segundo en un tiempo de 15 horas de CPU por experimento o escenario.

Como resultado de la simulación se crean archivos para las alturas máximas alcanzadas por el tsunami tanto en el área de menor resolución o malla A y en el lugar de interés y que para nuestro caso es la ciudad de Esmeraldas donde se elaborarán los mapas de inundación. (dom_e)

serán η = condición inicial del tsunami.

La simulación se efectuó para un período de 2 horas de propagación del tsunami con un incremento temporal de 1 segundo.

Como resultado de la simulación se crean archivos para las alturas máximas alcanzadas por el tsunami en el área de estudio y en el Puerto de Esmeraldas que es la zona de interés donde se elaborarán los mapas de inundación.

CAPITULO 4

4. RESULTADOS

4.1 Evaluación de resultados

La calidad de los resultados de la simulación numérica de propagación de tsunamis debe juzgarse en función de resultados esperados que dependen, entre otros factores, de la condición inicial del tsunami y de una buena representación digital del lecho oceánico.

Como se menciona en el capítulo anterior se calculó la deformación vertical del lecho marino producida por los sismos con mecanismos focales similares al de 1906, 1942, 1958 y 1979. El mecanismo focal del sismo de 1979 y sus efectos se describen en Herd et al., 1981; Beck and Ruff, 1984; Soloviev et al., 1992. La forma inicial de los tsunamis (figura 3.42) se considera como una perturbación

instantánea de la superficie del océano igual a la deformación vertical cosísmica del lecho oceánico, calculada con el modelo de dislocación de Mansinha y Smylie, 1971. En el modelo se consideran los mecanismos focales que indica la tabla XXXI, con sus respectivas localizaciones representadas en la figura 3.41.

4.1.1 Ruta de propagación del tsunami

La ruta del tsunami es el efecto de la batimetría del fondo oceánico, cuyos accidentes pueden constituir obstáculos o causar la convergencia de la energía de las ondas. En el anexo I, se puede apreciar como desde su origen el frente de onda del tsunami gira gradualmente hasta ponerse paralelo a la costa de Esmeraldas. Como este giro es consecuencia de la velocidad y por lo tanto de la profundidad del agua, cabe suponer que cualquiera que sea el punto donde se ubique el origen de un tsunami cercano, el frente de onda incidirá paralelo a la costa Esmeraldeña.

Los frentes de onda de los tsunamis avanzan paralelos a la costa esmeraldeña desde 5 a 20 minutos antes de llegar a ella, lo cual es consecuencia debido a la regularidad de las líneas batimétricas que son también paralelas a la costa (recordar que la velocidad de propagación, y por lo tanto el espacio recorrido en un tiempo dado, son función directa de

la profundidad del océano por el cual viaja el tsunami).

4.1.2 Altura de ola en la costa, run-up y tiempo de arribo de primera ola

Aún cuando se ha empleado planos de falla sin asperezas y un modelo sencillo para calcular la forma inicial de los tsunamis, se puede considerar que los resultados de la propagación de los tsunamis son confiables porque reproducen aceptablemente las principales características de los tsunamis. Desgraciadamente no se cuenta con observaciones en la región de interés de los tsunamis de 1906, 1942 y 1958. Sin embargo los resultados de la simulación del tsunami de 1979 pueden compararse con la descripción de los efectos locales del tsunami, teniendo como base los datos del mareógrafo de Esmeraldas. Por ejemplo, la altura del tsunami de 1979 (tabla XXXII, modelo de dislocación 1) en la costa de norte de Esmeraldas concuerda aproximadamente con la altura (0.7 m) del tsunami en el mareograma sintético correspondiente al modelo de dislocación 1 de la figura 4.1.

Los tsunamis sintéticos en el mareógrafo localizado en el Puerto de Esmeraldas resultantes de los 4 modelos de dislocación descritos en la tabla XXXII, son ilustrados en la

figura 4.1 (la localización del mareógrafo es indicada en la figura 4.3). Como se esperaba, los resultados de los tsunamis simulados demostraron que los tsunamis más destructivos para Esmeraldas serán los que se generan directamente frente a las costas de Esmeraldas, es decir, los generados por los modelos de dislocación 2 y 4 la. Tabla XXXII En ambos casos, el agua empieza a levantarse inmediatamente después del tiempo de origen de la dislocación, alcanzando sus máximos (1,3 m y 2,7 m, respectivamente) ~19 minutos después. Oscilaciones subsecuentes (período de 10-15 minutos) teniendo aproximadamente la amplitud del primer máximo están aún presentes durante las 2 horas de la simulación del tsunami. En ambos casos, el nivel máximo del agua (2,3 m y 4,3 m) ocurre a los 88 minutos y 116 minutos respectivamente, después del tiempo de origen de la dislocación. Los tsunamis generados por las dislocaciones de los modelos 1 y 3, tienen amplitud pequeña en comparación con aquellas generadas por los modelos de dislocación 2 y 4. La tabla XXXII resume los tiempos de llegada y las alturas del primer máximo y del más alto nivel del agua que se presentan en el lugar donde se encuentra instalado el mareógrafo.

Resultados de los tsunamis sintéticos están ilustrados en la figura 4.1.

Table XXXII. Tiempo de arribo y altura del primer máximo y del nivel del mar máximo en la localización del mareógrafo resultado de los tsunamis sintéticos ilustrados en la figura 4.

Modelo de dislocación	1er. máximo	Más alta altura
1	0.7 m a 23 min	1.2 m a 90 min
2	1.3 m a 19 min	2.3 m a 116 min
3	0.5 m a 36 min	0.5 m a 36 min
4	2.7 m a 17 min	4.3 m a 88 min

Arreaga-Ortiz-Farreras 2004

Tabla XXXIII. Tiempo de llegada y altura del primer máximo, y del nivel del agua máximo, resultando de la propagación aguas arriba del tsunami sintético generado por el modelo de dislocación 4 en los puntos: 1 kilómetro Esmeraldas costa afuera; mareógrafo; margen río 1, y margen río 2 (las localizaciones se indican en la figura 4.3).

Localización	Primer Máximo	Máximo Nivel de Agua
1 km costa afuera de Esmeraldas	2.5 m a 15 min	2.5 m a 15 min
Mareógrafo	2.7 m a 17 min	4.3 m a 88 min
Margen derecha del Río (1)	2.5 m a 21 min	2.5 m a 21 min
Margen derecha del Río (2)	2.3 m a 26 min	2.3 m a 26 min

Arreaga-Ortiz-Farreras 2004

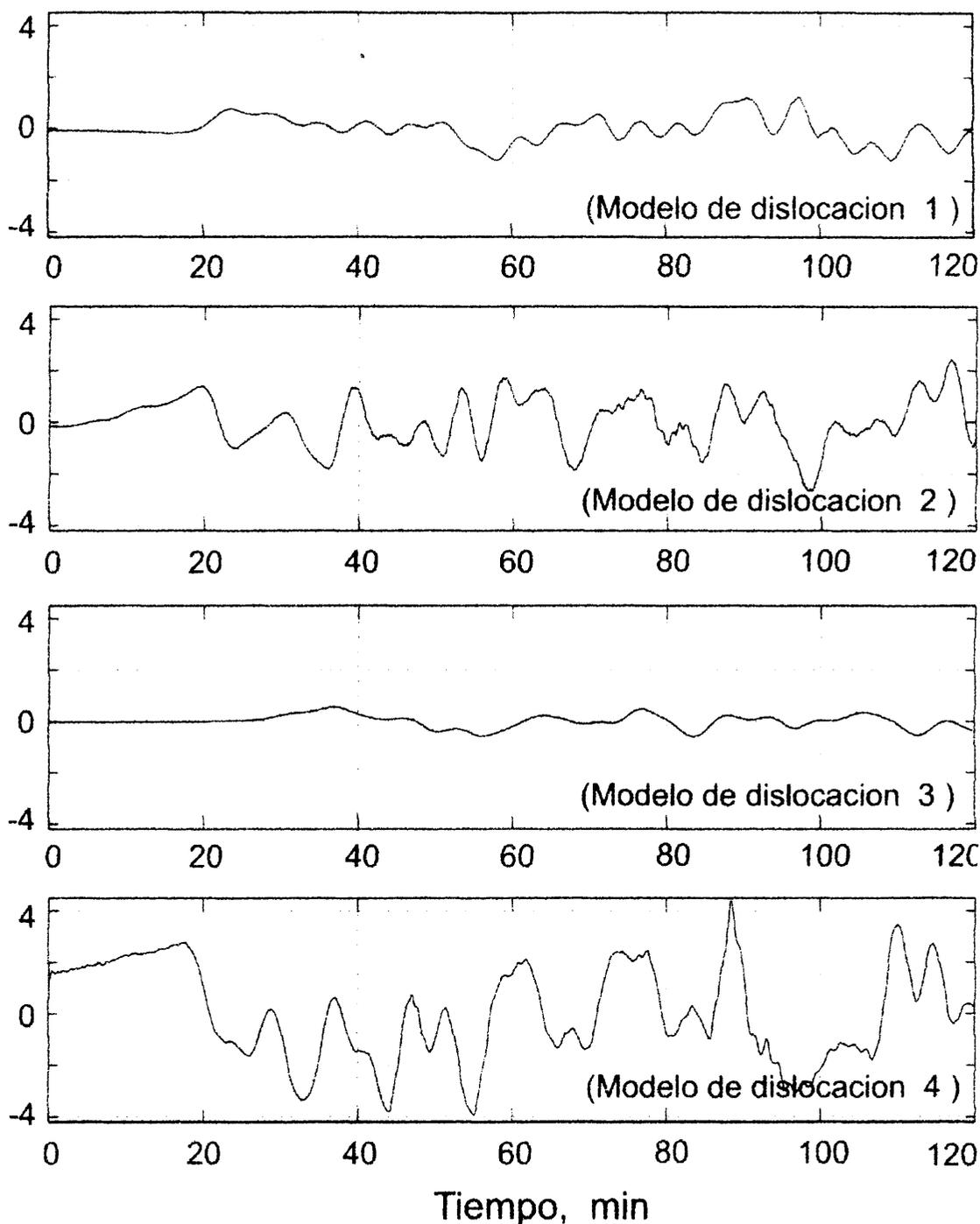


Figura 4.1 Tsunamis sintéticos en el mareógrafo del Puerto de Esmeraldas. Los mareogramas sintéticos son simulados asumiendo los 4 modelos de dislocación descritos en la tabla XXXII. El origen del eje x está definido como el tiempo de origen de la dislocación. El eje vertical indica el nivel del agua en metros respecto al nivel medio del mar. En cada caso el inicio del tsunami indica el levantamiento de la costa. Arreaga-Ortiz-Farreras 2004.

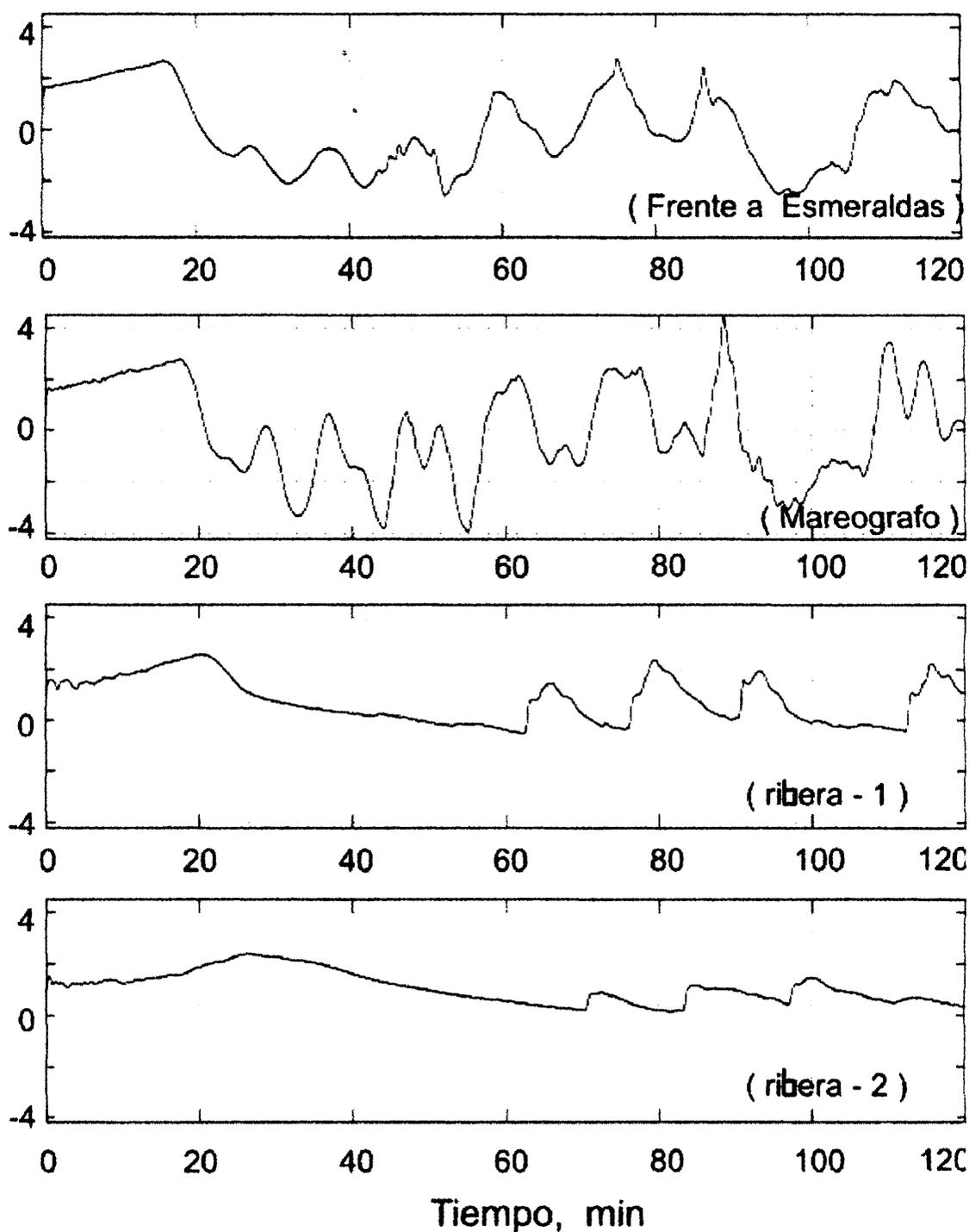


Figura 4.2 Tsunami sintético generado por el modelo de dislocación 4 en las localidades: costa afuera de Esmeraldas; mareógrafo; márgenes 1 y 2 del río Esmeraldas (las localizaciones están indicadas en la figura 4.3). El eje vertical indica el nivel del agua en metros respecto al nivel medio del mar. En cada caso el inicio del tsunami indica el levantamiento de la costa. Arreaga-Ortiz-Farreras 2004.

La propagación aguas arriba del tsunami es descrita considerando el tsunami generado por el modelo de la dislocación 4. La propagación del tsunami se resume en la tabla XXXII y se ilustra en la figura 4.2. El primer máximo del tsunami propaga aguas arriba sin atenuación significativa. Sin embargo, el tsunami aguas arriba es de forma triangular, indicando que los términos no lineales en las ecuaciones de conservación de momento (31) son importantes debido a la baja profundidad (~ 3 m) a lo largo del lecho del río. Esto causa que la mayoría de las oscilaciones de alta frecuencia (período de los ~ 15 minutos) observadas costa afuera estén siendo atenuadas por el valle producido por la recesión del agua después del primer arribo del valle (en este caso es debido solamente a los flujos del tsunami, ningún flujo del río fue considerado en la simulación numérica). La forma de onda compuesta observada en el puerto es producida por la reflexión de esta oscilación de alta frecuencia en la boca de río. El hecho que solamente en el puerto el nivel del agua máximo no corresponde al primer máximo es debido a la superposición de la onda entrante y reflejada. Figura 4.3

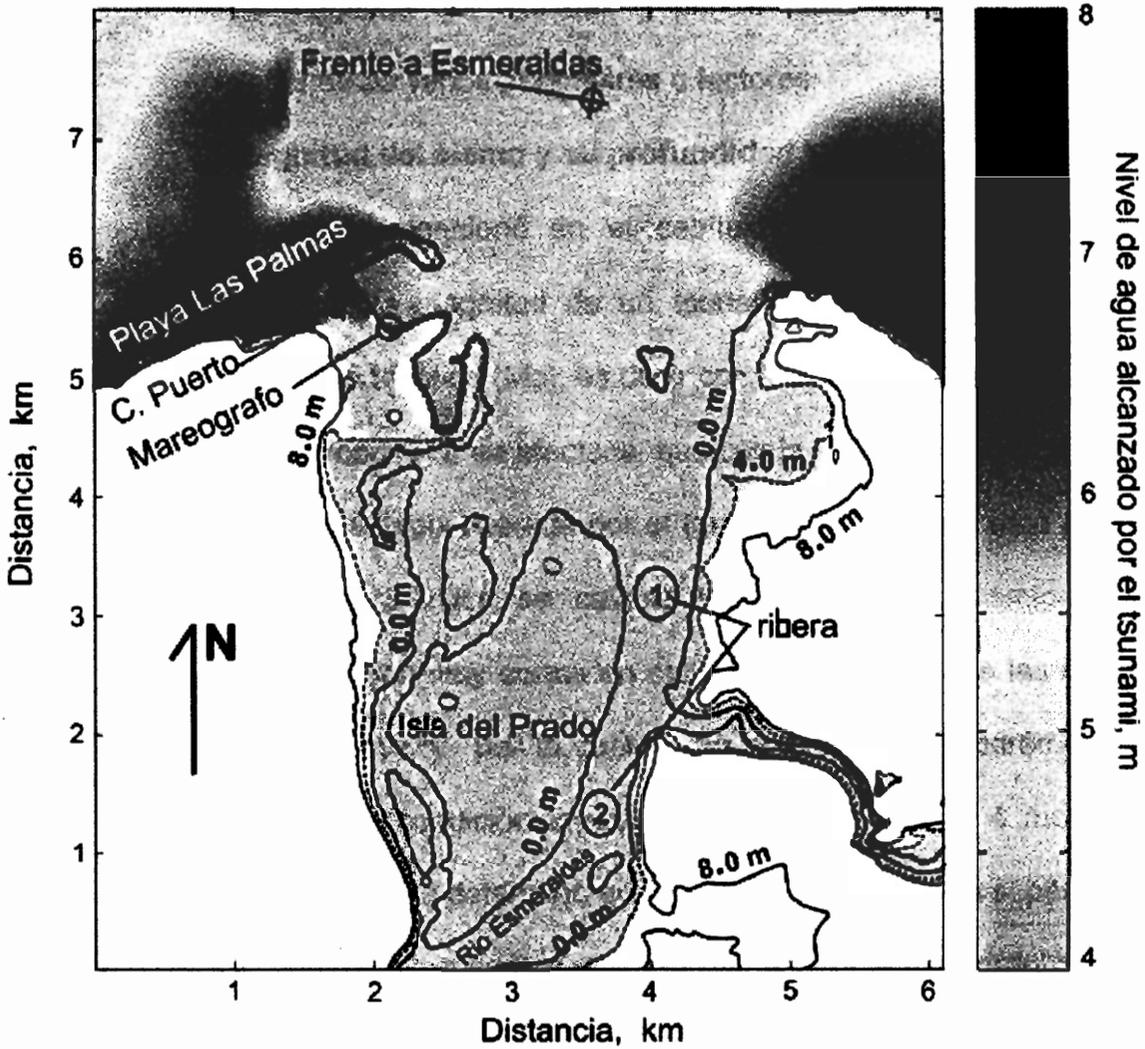


Figura 4.3 Mapa de inundación calculado para Esmeraldas resultado del modelo de dislocación 4 considerando un escenario con marea alta. Los contornos de 0, 4 y 8 metros sobre el nivel del mar están indicados en la figura. Las localizaciones de los tsunamis sintéticos (mareógrafo, costa afuera de Esmeraldas, márgenes 1 y 2 del río), son también indicadas. Arreaga –Ortiz-Farreras 2004.

4.2 Correlación de parámetros

La magnitud del tsunami, y por lo tanto su poder destructivo, depende de varios parámetros o factores:

Magnitud del sismo y su profundidad local

Como se mencionó en el capítulo anterior y según recientes estudios, la magnitud de un tsunami se relaciona mejor con el Momento Sísmico (M_0), es decir con el trabajo total efectuado por el sismo sobre el área afectada, que con la Magnitud Sísmica (M); que mide la energía liberada por el terremoto. La razón está en que la Magnitud Sísmica se calcula utilizando ondas sísmicas cuyos períodos son muy cortos en comparación con los de las ondas de los tsunamis, y por la cual se ha empleado este parámetro para generar la condición inicial del tsunami. De los 4 modelos de dislocación, se determinó que 2 y 4 alcanzaron altura superiores a 1 y 3; para los modelos 1,2 y 3 se asume de acuerdo a la data histórica la misma profundidad y se simula sismos de igual magnitud, sin embargo los resultados muestran que sólo el modelo de dislocación 2 tuvo y tendrá mayor afectación en el área de estudio, lo que significa que es necesario correlacionar otros parámetros. El modelo de dislocación 4, como es de esperarse supera las expectativas, como se puede apreciar, el trabajo que el sismo hizo sobre el área afectada (1.78×10^{29}) fue muy mayor al de

los 3 modelos anteriores, por lo que sus consecuencias fueron mayores.

Area de la corteza terrestre que se disloca en el fondo del mar

Las figuras 4.1 y 4.2 muestran que una vez generados los sismos de los modelos de dislocación 2 y 4 instantáneamente se incrementan las alturas en el nivel del mar. El anexo II muestra cada una de las áreas dislocadas para cada evento simulado.

Ruta de propagación del tsunami

Como lo muestra el anexo III, el efecto batimétrico que tiene el fondo oceánico del área de estudio está muy relacionado con la ruta de propagación del mismo. El tsunami avanza por el cauce del gran cañón que tiene Esmeraldas muy cercano a sus costas, contribuyendo a que éste llegue con gran violencia a la orilla al sector derecho del Puerto Comercial, es decir, en la desembocadura del río Esmeraldas. No se puede apreciar gráficamente una marcada diferencia en los efectos de ambos márgenes del río a consecuencia de la Isla Prado, sin embargo hacia el interior del margen derecho se aprecia un incremento en la altura de la ola conforme se dirige al mar a consecuencia de la reflexión que se produce en esta zona debido a la caprichosa

batimetría del lugar a consecuencia del transporte de sedimento del río (tabla XXXIII).

Variación direccional

Se puede establecer que para tsunamis de origen cercano (como los simulados en el presente estudio), el ángulo que forma el eje en el área de estudio con respecto a la dirección de origen del tsunami influye de manera importante en la altura de las olas. Los efectos causados por los tsunamis que se generan son mayores en las áreas que se exponen directamente hacia el origen del tsunami (anexo IV).

Configuración de la bahía

El sistema estuarino del río Esmeraldas ha dividido terreno colinado dominado por acantilados de mas de 100 m de altura entre el aeropuerto y Camarones hacia el este. Al oeste de Esmeraldas hay una línea de costa de acantilado rocoso muy continuo, de mas de 100 m de altura, con excepción de un pequeño segmento menor que 1 Km. de una planicie litoral levantada desde la cual parte la tubería submarina del terminal petrolero. Los acantilados están sujetos a constantes deslizamientos y caída de derrubios. Los acantilados están limitados por una playa estrecha. En la porción estuarina del río aparecen muchos canales trenzados, islas acrecionantes y barras. La acreción es activa.

Lo antes mencionado nos muestra un escenario que permite el incremento de la altura del tsunami en primer lugar en la parte oeste, se tiene acantilados que forman una barrera natural creando una pared reflexiva ante la ola (existiendo una superposición de ondas), mientras que en la zona estuariana el canal de propagación del tsunami se estrecha y además se ve afectado por pequeñas islas, que sirven de obstáculo al tsunami, y muy contrario a lo que se cree, la presencia de estas islas en la boca del estuario no la protege del arribo de tsunamis; estas islas aumentan el encierro y la extensión del contorno costero que amplifica por reflexión interna las oscilaciones en un cuerpo de agua, y limitan el escape de energía por radiación mar afuera a través de la boca. Anexo IV.

Influencia de las mareas en la altura de la ola

El nivel del mar al momento del tsunami influye en la altura de la ola, y por lo tanto en la extensión de la inundación y daños provocados. Por ejemplo, el registro del mareógrafo de Esmeraldas (figura 3.41) correspondiente al tsunami del 12 de diciembre de 1979, muestra que al llegar éste a la costa y durante las 2 horas siguientes la marea era baja. Se presume que en la realidad el tsunami llegó en forma de salto hidráulico. Los resultados de altura y extensión de inundación cubrieron un 26% del área de las islas. Por lo que se estima que si la marea fuera de signo contrario (en

pleamar), la ola pudiera crecer sobrepasando los 4 m. sobre el nivel del mar.

4.3 Determinación de zonas de riesgo

Los tsunamis son fenómenos naturales susceptibles de producir daños en la población y las economías de los países, y por añadidura en sus sistemas sociales y políticos, son parte de los procesos geodinámicos de la vida del planeta. No ocurre lo mismo con sus consecuencias, que pueden evitarse o reducirse de manera importante.

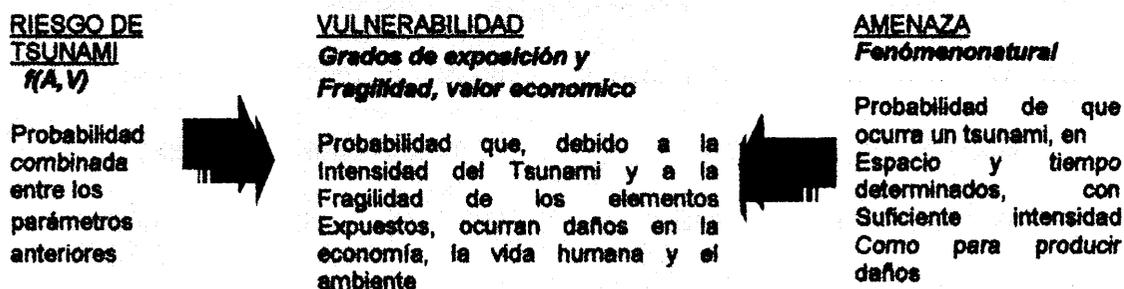
Los efectos de los tsunamis y otros desastres naturales son, claramente, un problema de desarrollo de los países. Primero, porque en los países en desarrollo algunos fenómenos naturales, ya sean de origen hidrometeorológico, geosísmico, vulcanológico o de otra naturaleza, suelen tener mayores consecuencias sociales, económicas, ambientales y políticas que en los países desarrollados. Segundo, porque diversos factores asociados al bajo nivel de desarrollo, provocan la amplificación de su impacto. Tercero, porque el efecto de los fenómenos naturales sobre las posibilidades de desarrollo de largo plazo es sensiblemente mayor en los países menos desarrollados.

Amenaza, vulnerabilidad y riesgo

Debido a la creciente importancia de los desastres, ha adquirido relevancia y actualidad el término vulnerabilidad. Desde el punto de vista general, puede definirse como la probabilidad de una comunidad, expuesta a una amenaza natural, según el grado de fragilidad de sus elementos (infraestructura, vivienda, actividades

productivas, grado de organización, sistemas de alerta, desarrollo político-industrial y otros), pueda sufrir daños humanos y materiales. La magnitud de esos daños, a su vez, también está relacionada con el grado de vulnerabilidad.

La vulnerabilidad puede ser analizada desde diferentes perspectivas (física, social, política, tecnológica, ideológica, cultural y educativa, ambiental, institucional), aunque todas ellas de alguna manera, están relacionadas en la realidad. Su gestación esta asociada directamente con factores de orden antrópico, esto es, la interacción humana con la naturaleza. El riesgo se origina como un producto de la función que relaciona a priori la amenaza y la vulnerabilidad, y se considera intrínseco y latente dentro de la sociedad, con la salvedad de que su nivel, grado de percepción y medios para enfrentarlo, dependen de las directrices marcadas por la misma sociedad. En definitiva, la vulnerabilidad y el riesgo están asociados a las decisiones de política que una sociedad ha adoptado a lo largo del tiempo y dependen, por tanto, del desarrollo de cada país o región. En la figura se muestra esta relación entre amenaza, vulnerabilidad y riesgo de tsunamis.



Riesgo de tsunami. CEPAL 2000.

Partiendo de estos conceptos, se puede decir que los elementos que intervienen en cada uno de los componentes del riesgo en el

área de estudio son:

Elementos que intervienen en la amenaza:

- Fuentes sismogénicas que afectan al emplazamiento.
- Historia de inundaciones causadas por los tsunamis
- Estadística de sismos tsunamigénicos. Modelos numéricos de pronóstico de inundaciones.

Elementos que intervienen en la vulnerabilidad:

- Población expuesta
- Estructura socioeconómica
- Infraestructuras
- Existencia de contramedidas, (Diques, barreras, etc).

La ciudad de Esmeraldas (habitantes ~140,000, PMRC 1998) está situada en el lado del oeste del río de Esmeraldas, 3 a 10 metros sobre nivel medio del mar, y se extiende desde la base de estas elevaciones hasta 50 metros de altura.

Esmeraldas como se menciona en el capítulo 3, ha presentado una importante actividad sísmica relacionada con el proceso de subducción, tanto con sismos de subducción o con eventos de borde de placa. (IG-EPN, 1999), debido a que el Ecuador se encuentra en el extremo nor-occidental de América del Sur, sector donde interactúan al menos dos placas tectónicas: la Placa Nazca y la Placa Sudamericana.

Los grandes sismos ocurridos en la costa en estudio están ligados en su totalidad al fenómeno de la subducción. Tiene una actividad establecida de pequeña a moderada, como lo muestra la figura 3.24a y 3.24b, las cuales permiten observar desde 1991 hasta 1999, la actividad sísmica del área de estudio, donde se incluyen todos los eventos reprocesados sin selección alguna e indicando, los sismos con profundidades mayores y menores a 50 km y de magnitud > 5 .

Se conoce además que la mayor liberación de energía a nivel mundial y en la zona de estudio ocurre en las zonas de subducción, concretamente en la interfase friccional entre la placa que se subduce y la placa superior (Scholz, 1990).

Tomando como referencia los patrones que Nishenko (1991) define en el margen Ecuador - Colombia con la placa Nazca, en función de los patrones de sismicidad en los últimos 100 años (Figura 3.25). Se puede concluir que Esmeraldas tiene una probabilidad condicional de ocurrencia de grandes terremotos ($M_s 7.7$ o mayor). Esto ha sido determinado basándose en la estadística tsunamigénica del lugar.

La probabilidad de ocurrencia de un tsunami $M_s 7.7$ o mayor, dentro de un período específico de tiempo para y dentro del área de

estudio no se ha podido analizar ya que esta tarea demanda de mucho tiempo y por lo difícil que resulta el conseguir la información. Sin embargo se parte del análisis regional para establecer la probabilidad de ocurrencia en Esmeraldas.

Partiendo de la relación de recurrencia de la actividad sísmica, propuesta independientemente por Ishimoto-Iida en 1939 y Richter-Gutenberg en 1944.

$$\log N(M) = a - bM \quad (1)$$

siendo $N(M)$ el número de sismos anuales de magnitud mayor o igual que M . Las constantes a y b definen la sismicidad del área. Se ha obtenido la relación de recurrencia para los sismos registrados en el Ecuador en el período comprendido entre 1963 y 1987. Del catálogo sísmico, se han obtenido los siguientes datos:

Tabla XXXIV Sismicidad en el Ecuador en el período 1963-1987

Magnitud M_b	Número De Sismos
3.5 - 4.0	1061
4.0 - 4.5	1003
4.5 - 5.0	553
5.0 - 5.5	137
5.5 - 6.0	31
6.0 - 6.5	5
6.5 - 7.0	1

<http://www.stormloader.com>

Partiendo de esta información básica, se proporciona información de cuantos sismos de magnitud $M_b = 7.0$ se presentarán en el Ecuador en los próximos 24 años y 50 años.

En los próximos 24 años se espera en el Ecuador 1 sismo de magnitud $M_b = 7.0$ y en los próximos 50 años 2 sismos de la misma magnitud. Contados a partir de 1987. Tomando en cuenta lo antes mencionado y partiendo de la estadística tsunamigénica, se puede tomar como ésta la probabilidad de ocurrencia de un gran terremoto generador de tsunamis pueda producirse en Esmeraldas, en los próximos 7 años tomando en cuenta que ya han transcurrido 17 años. Sin embargo es necesario recalcar que ya existen patrones observados en los grandes terremotos de la subducción ecuatoriana, es así que Nishenko (1991) define 4 segmentos en el margen Ecuador-Colombia con la placa Nazca, en función de los patrones de sismicidad en los últimos 100 años, en el que determina que Esmeraldas está clasificada en un bloque cuya probabilidad de ocurrencia de un gran terremoto es 60%-100%.

Lamentablemente a través de la historia se conoce muy poco de las inundaciones consecuencia de los tsunamis producidos en nuestras costas como es el caso de 1906 en el que no se tenía ningún instrumento que pueda medir las alturas alcanzadas por los niveles de agua, sin embargo se conoce que el río Esmeraldas se salió de su cauce una vez que se produjo el sismo. Lo cual muestra la vulnerabilidad que tienen estos asentamientos localizados en las

márgenes del río que no se encontraban durante esa época. Se conoce además que el área en estudio es una zona muy expuesta a inundación producto de otros eventos que no son los tsunamis, como lo muestra la figura 4.4. Debido a que la mayor parte de los llanos fangosos que surgen en el río han sido inmediatamente ocupados por gente de escasos recursos económicos, convirtiendo estas áreas en zonas de alto riesgo.

Espinoza (1992), estima que la altura de ola, a la entrada del río Esmeraldas, es de 5.6 m., en la playa Las Palmas de 5.5 m, mientras que en la ciudad estima que el tsunami se presentará como una marea más alta de lo normal con grandes velocidades. Espinoza expresa que el valor obtenido a la entrada del río se atenuará ligeramente pero no lo suficiente como para no causar daños en los barrios bajos. Espinoza 1992, obtuvo este valor utilizando la relación o fórmula de Yanaguchi (H. Godoy y J. Monge, 1975), la cual relaciona la distancia D en kilómetros entre la línea de costa y el veril de los 100m.

$$H = 12.3e^{(-0.067D)}$$

Esta expresión no toma en cuenta cambios energéticos debido a la dirección de llegada de la ola con respecto a la orientación de los veriles y la costa, lo que significa que no considera la posición del epicentro respecto a la costa de interés; por lo que se asume que

esta relación da la máxima altura que se espera en una costa, esto es, cuando el epicentro se ubica frente a ella que es el caso más desfavorable. Para las costas situadas hacia los lados del epicentro, la altura de la ola será tanto menor como mayor sea la distancia al epicentro y el número de elementos disipadores de energía que encuentre durante su viaje.

Tabla XXXV Resultados de la fórmula de Yanaguchi en el área de estudio determinados por Espinoza en 1992.

Localidad	Altura de ola	Riesgo
Río Esmeraldas	5.5 m	-----
Esmeraldas (ciudad)	+	Alto
Esmeraldas (Las Palmas)	5.5 m	alto

Espinoza. INOCAR 1992

Segovia, 2001 calcula modelos de deslizamientos o dislocación para el área de estudio obteniendo los siguientes resultados, el mismo que difieren de los calculados para este estudio. Para el presente trabajo las estimaciones sísmicas del momento (M_0) asumen un módulo de rigidez, 4×10^{11} dina cm. El M_w estimado usa la relación: $M_w = 2/3 \log_{10} M_0 - 10,7$. El área de la ruptura (A) estimada usa la relación: $M_w = \log_{10} A + 4,0$, donde A está en km^2 . Desplazamiento de 90° (falla inversa) se asume para todos los planos de falla, mientras si bien emplea la misma expresión matemática para calcular $M_w = (\text{Log } M_0) / 1.5 - 10.73$, el módulo de rigidez o cizalla tiene un valor típico 5×10^{11} dyn/cm², diferente al usado aquí, teniendo como resultado la tabla XXXVI

Tabla XXXVI a) Deslizamientos calculados para los diferentes segmentos de la zona de subducción. Fuentes: 1. Kanamori y McNally, 1982; 2. IG-EPN, 1999 (la magnitud es Ms); 3. Kelleher, 1972; 4. Este estudio; 5. Valor asumido, similar a 1942. b) parámetros asumidos para el presente estudio

a)

año	Mw	Longitud Ruptura (KM)	Mo dyn/cm ²	Superficie (cm ²)	D prom observado/ D acum cinemática
1906	8.8 ¹	500 ¹	1.97242E+29	2.8E+14	14.09
1942	7.6 ¹	80 ¹	3.12608E+27	4.48E+13	1.40 / 2.16
1858	7.7 ¹	110 ¹	2.21309E+27	6.16E+13	1.43 / 3.12
1979	8.2 ¹	240 ¹	2.48313E+28	1.34E+14	3.70 / 4.38

Segovia 2001

b)

año	Mw	Longitud Ruptura (KM)	Mo dyn/cm ²	Superficie (cm ²)	D (m) asumido
1906	8.2 ¹	480	1.78E+29	6.24E+14	7
1942	8.2 ¹	160	2.24E+28	1.12E+14	4
1858	8.2 ¹	160	2.24E+28	1.12E+14	4
1979	8.8 ¹	160	2.24E+28	1.12E+14	4

Segovia 2001

La tabla XXXVI, muestra que la diferencia en el cálculo del Mo de tsunami, dependerá del área deslizada y que además el módulo de rigidez hace que difiera en gran manera, los deslizamientos observados muestran para 1906, 14.09 m, mientras que este estudio ha considerado un desplazamiento de 7m. considerando las repetidas corridas para estimar el mejor acople entre el modelo y los mareógrafos que se tiene de aquella época.

Sin embargo se han realizado corridas del modelo en las que se puede enmascarar el D calculado por Segovia, obteniendo los gráficos que se muestran en el anexo IV.

Tomando como base el modelaje numérico producto de este estudio, Espinoza (1992) y Segovia (2001); y teniendo como antecedente la gran vulnerabilidad que tiene la ciudad de Esmeraldas frente a sismos e inundaciones, nos damos cuenta que existe una evidente muestra de riesgo frente a los tsunamis en la ciudad de Esmeraldas.

- La altura de run-up calculado en la ciudad de Esmeraldas por los modelos de dislocación 2 y 4, considerando la marea al nivel medio del mar es 1.9 m. Este escenario podría ser considerado como un gran tsunami arribando en la más baja marea que no causa daño por inundación. Por lo tanto para evitar la subestimación del riesgo de inundación el run up es calculado considerando el modelo de dislocación 4 y el mas alto nivel de marea, teniendo como consecuencia inundaciones en la Playa las Palmas y sectores adyacentes a esta. La avenida Malecón Las Palmas, Jaime Roldos Aguilera y una parte de la Av. Kennedy se verían afectadas por este escenario.
- Los resultados de la altura de run up a lo largo de ambas márgenes del río son aproximadamente constantes; el tsunami

penetra tierra adentro hasta el contorno de los 4 m sobre el nivel del mar. La Isla del Prado, la cual tiene 2 – 3 m sobre el nivel del mar, es completamente inundada en este escenario. En contraste, la altura de run-up a lo largo de la costa abierta en ambas márgenes de la boca del río es 8 metros. Esta gran amplificación del run up es debido a la suave pendiente de las playas que son alimentadas por los sedimentos del río.

- La inundación en la Capitanía del Puerto de Esmeraldas es debida al runup amplificado que se produce en la playa Las Palmas.

Es importante hacer notar que durante el tsunami de 1.906, se reportó que el río se salió de su cauce e inundó las zonas bajas de la ciudad, zonas que con toda seguridad no corresponden a las actuales sino a zonas hoy ubicadas dentro de la ciudad y que tienen mayor altura. Por otra parte en el tsunami de 1.979, la mayor ola que se registró fue de 1.5 m en las instalaciones portuarias, altura que no causó daños por encontrarse la marea en su más bajo nivel, los efectos habrían sido diferentes si la marea estaba en su nivel de pleamar.

Se han incrementado los barrios marginales de Esmeraldas.- En los últimos años, gente de escasos recursos económicos, ha ocupado las zonas bajas del río ubicadas al sur de las instalaciones

portuarias frente al malecón de la ciudad. Para ocupar estos terrenos se han rellenado paulatinamente los llanos fangosos creándose extensos barrios densamente poblados e incorporando las islas a la línea de costa. Las islas Piedad y Guerrero, son un ejemplo de esta actividad que aún continúa.

Estos nuevos barrios cuentan con escuelas, colegios, centros de salud y otras instalaciones de servicio de importancia local, las viviendas son de construcción variada encontrándose pequeñas casas de caña hasta viviendas de 3 plantas de hormigón armado. El terreno ocupado se encuentra a menos de 1 m. sobre el nivel de la marea alta, por lo que puede ser fácilmente inundado al crecer el nivel del río debido a un tsunami.

Puesto que el primer pico del tsunami sintético en Esmeraldas llega la costa abierta y al puerto 15-17 minutos después del tiempo de origen de la dislocación, y 20-26 minutos a las orillas del río Esmeraldas, hay poco tiempo para un sistema regional de alerta para alertar a los pobladores costeros que el peligro es inminente. Sin embargo, las elevaciones cercanas detrás de la playa y de la ciudad pueden ofrecer las rutas de evacuación seguras si sobre la sensación del sacudón del sismo o terremoto, la gente evacua hacia aquellos lugares más altos.

En caso de tsunamis locales generados, como el que se ha simulado aquí, la mejor estrategia de la mitigación será crear a una comunidad consciente a los tsunamis. Tres son los pasos para crear a una comunidad resistente a los tsunamis (Bernard, 1999):

1. Producir mapas de riesgo de tsunamis para identificar las áreas susceptibles a inundación de tsunamis.
2. Implementar y mantener programas de concienciación/educacional sobre los peligros de tsunami.
3. Desarrollar sistemas de alerta temprana para alertar residentes costeros que están en inminente peligro.

El primer paso se ha logrado para Esmeraldas, con el producto de esta tesis. El mapa de inundación de tsunami para Esmeraldas (figura 4.5) se basa parcialmente en los resultados ilustrados en la figura 4.3, y extendidos en algunas áreas a 8 metros sobre el nivel del mar, previniendo el peor de los escenarios. Las rutas de evacuación y las localizaciones de los albergues de emergencia se deberán indicar en el mapa de inundación para ayudar a la población y a las autoridades locales en el caso de ocurrencia de un futuro tsunami.

De la misma forma se ha querido establecer tres escenarios de inundación (para tres niveles diferentes: 3m, 6m y 9 m) que se muestran en el mapa anexo. considerando los 4 modelos de dislocación de acuerdo a los tsunamis de 1906, 1942, 1958 y 1979, así como otras simulaciones, que sirvieron de referencia.

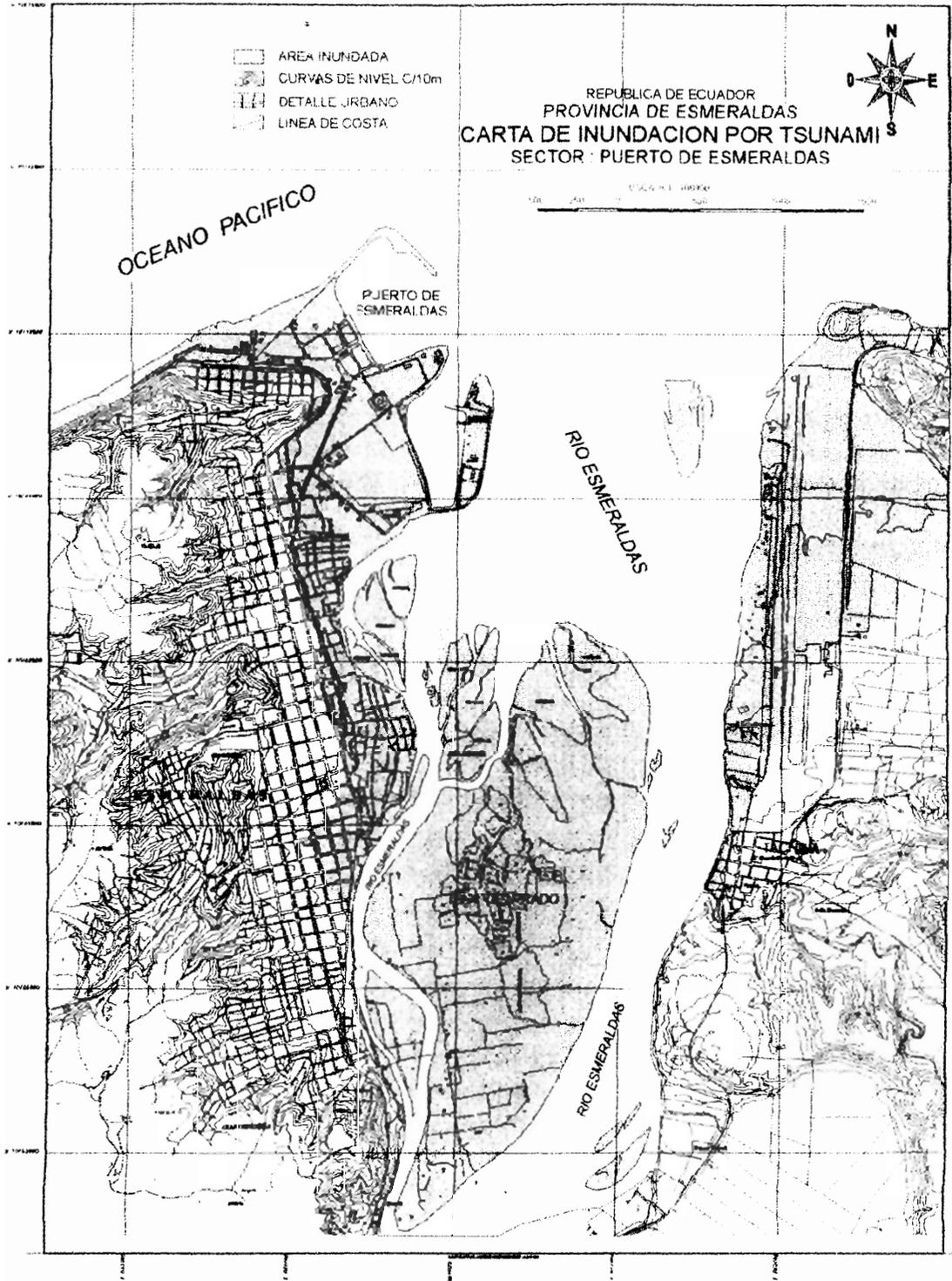


Figura 4.5 Copia reducida del mapa de inundación de Esmeraldas. Arreaga –Suárez 2004.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

- El área de estudio es una zona altamente vulnerable a las inundaciones, deslizamientos y sobre todo sísmica. En su plataforma continental se han producido los sismos más fuertes del Ecuador que han originado la formación de tsunamis (cuatro) en el siglo pasado. El tsunami de 1.906, fue muy destructivo para las costas esmeraldeñas a pesar que se presentó durante la marea baja. Los daños causados por los eventos subsecuentes fueron menores debido a razones muy lógicas; fueron generados durante la marea baja, en aquel tiempo la población era mucho menor que en la actualidad, y no se contaba con una infraestructura como la que cuenta hoy el Puerto de Esmeraldas.
- A lo largo de la costa en estudio, la altura estimada de las olas de los tsunamis simulados varían entre 0.7 y 4.3 m. Las máximas alturas esperadas se dan en el sector donde se encuentra localizado el mareógrafo (4.3 m, en la dársena del Puerto Comercial) y en las márgenes del río Esmeraldas (2.5 m).

- Las islas formadas en la boca del estuario del río Esmeraldas representan obstáculos que incrementan de manera considerable la altura de las olas que ingresan a través del cauce del río, por lo que se confirma que durante 1906 el río Esmeraldas se salió de su cauce.
- Dado el crecimiento acelerado de la ciudad de Esmeraldas, en general, toda su población tiene riesgo de sufrir daños debido a la generación de tsunamis, debido a las características propias de la línea de costa.
- Como lo muestran los resultados y las gráficas obtenidas, la forma en que los tsunamis lleguen a las costas esmeraldeñas será diferente entre las poblaciones cuyas costas estén expuestas al mar y las que están localizadas en las márgenes del río y canales adyacentes. En el primero de los casos se producen impactos directo de las olas, mientras que en el segundo de los casos se presentará una marea de altura superior a lo normal y con velocidades fuerte del flujo de agua.
- De la misma manera el área de desplazamiento que se de durante el origen de un tsunami, va a representar un factor importantísimo en los efectos que estos conllevan. El tsunami de 1906 tuvo un área de perturbación lo suficientemente grande como para afectar tanto las costas ecuatorianas como las colombianas, mientras que los otros escenarios tomados como referencia tienen afectaciones de tipo local.

- Tomando como referencia los resultados de las simulaciones, se estima que los casos más críticos se dan por los eventos que se producen directamente frente a las costas de Esmeraldas, en los que el tiempo de arribo se estima entre 17 y 19 minutos.
- Como lo demuestran los resultados las zonas de riesgo de la ciudad de Esmeraldas son: sector sur de las instalaciones portuarias incluyendo aquellas y las márgenes del río Esmeraldas, a lo largo de las cuales se asientan los nuevos barrios creados en los últimos años por gente de escasos recursos económicos en los llanos fangosos expropiados al río; estos terrenos son planos y bajos con alturas entre 50 y 100 cm. sobre la marca de la pleamar.
- Otro sector que también se establece de alto riesgo es la playa Las Palmas. Las Palmas desarrolla una gran actividad turística, en este lugar se encuentran construcciones a pocos metros de la playa, y muchas de las cuales se han construido al pie del acantilado (inestables), incrementado su riesgo de destrucción.
- La simulación en computador es una herramienta eficiente para determinar la extensión y las consecuencias del impacto de los tsunamis y una ayuda para utilizar en forma óptima los recursos disponibles para su mitigación en áreas costeras densamente pobladas que son asentamiento

- Tomando como referencia los resultados de las simulaciones, se estima que los casos más críticos se dan por los eventos que se producen directamente frente a las costas de Esmeraldas, en los que el tiempo de arribo se estima entre 17 y 19 minutos.
- Como lo demuestran los resultados las zonas de riesgo de la ciudad de Esmeraldas son: sector sur de las instalaciones portuarias incluyendo aquellas y las márgenes del río Esmeraldas, a lo largo de las cuales se asientan los nuevos barrios creados en los últimos años por gente de escasos recursos económicos en los llanos fangosos expropiados al río; estos terrenos son planos y bajos con alturas entre 50 y 100 cm. sobre la marca de la pleamar.
- Otro sector que también se establece de alto riesgo es la playa Las Palmas. Las Palmas desarrolla una gran actividad turística, en este lugar se encuentran construcciones a pocos metros de la playa, y muchas de las cuales se han construido al pie del acantilado (inestables), incrementado su riesgo de destrucción.
- La simulación en computador es una herramienta eficiente para determinar la extensión y las consecuencias del impacto de los tsunamis y una ayuda para utilizar en forma óptima los recursos disponibles para su mitigación en áreas costeras densamente pobladas que son asentamiento

de desarrollos urbanos e instalaciones portuarias, navales, industriales o turísticas.

- Los resultados obtenidos reproducen aceptablemente las características de los tsunamis simulados, lo cual se pudo comprobar con el registro del mareógrafo de Esmeraldas y los resultados obtenidos.
- La acción altamente erosiva que generan en la zona de estudio las olas generadas por la acción del viento o por corrientes de marea e incluso por la misma acción del viento hacen que esta zona incremente su vulnerabilidad a los procesos erosivos severos y súbitos que se puedan presentar durante un tsunami.
- El creciente desarrollo turístico de la playa de Las Palmas, incrementa el riesgo de las poblaciones por la desordenada e indebida ocupación de la costa por asentamientos humanos.
- Los procesos de licuefacción que pueden producir los tsunamis deben ser motivo de un estudio específico. Problemas de este tipo se generaron durante el sismo de 1979.
- El margen establecido en el mapa de inundación en el presente trabajo es la cota de 9m, teniendo en cuenta que en ciertos lugares se produce un run up que llega a este nivel. No se ha querido subestimar las acciones que un evento de la magnitud del tsunami de 1906 pueda ocasionar en las costas de Esmeraldas.

- Para la elaboración del mapa de riesgo y las correspondientes simulaciones matemáticas no se han considerado los tsunamis de origen lejano, ya que del análisis histórico de sus registros se observó que éstos no han producido efectos significativos en la costa ecuatoriana, ya que la configuración y características de la plataforma continental frente al mar ecuatoriano (mayor a 200 Km. y de baja pendiente) ha disipado parcialmente los efectos dañinos que estos eventos pueden producir aun produciéndose en áreas lejanas.

RECOMENDACIONES

- En vista que el primer pico del tsunami sintético en Esmeraldas llegaría a la costa abierta y el puerto aproximadamente 15-17 minutos después del origen de la dislocación, y 20-26 minutos a la orilla, no existe suficiente tiempo que permita accionar un sistema de alertas tempranas, sin embargo, se recomienda considerar que las colinas cercanas detrás de la playa y de la ciudad pueden ofrecer las rutas seguras de la evacuación si sobre la sensación del sacudón del terremoto la gente evacua más arriba para protegerse-
- En caso de producirse tsunamis locales como los simulados en el presente trabajo, la mejor de mitigación será crear una comunidad consciente de los peligros que los tsunamis encierran, por lo que se recomienda implementar Planes de Contingencia liderados por las

instituciones locales tales como la Defensa Civil, Municipio de Esmeraldas, Armada del Ecuador, ONG's, entre otras.

- La producción de mapas de inundación son uno de los pasos a seguir para desarrollar el procedimiento anterior, por lo que se recomienda considerar este primer desarrollo sirva de herramienta para poder llegar a una conciencia de prevención en la comunidad esmeraldeña.
- Stormloader.com, muestra, en los estudios de peligrosidad y zonificación sísmica realizados en el Ecuador, que al menos un evento mayor que 7, podrá producirse en los próximos 25 años en el Ecuador. El último sismo de gran magnitud producido en el área de estudio ocurrió en 1979, por lo que es necesario tomar en cuenta lo mencionado con la finalidad de establecer medidas preventivas; la información que proporciona esta tesis es actualizada y podrá ser de utilidad para el desarrollo y elaboración de planes de contingencia en el área de estudio.
- El incremento del nivel del mar a consecuencia del Cambio Climático y por el Fenómeno El Niño, hará variar los niveles de referencia tomados para desarrollar la simulación numérica en el área de estudio, lo que podría tener como consecuencia, áreas de inundación mayores.

BIBLIOGRAFÍA

1. ABE, K. (1979), Size of Great Earthquakes of 1873-1974 Inferred from Tsunami Data, *J. Geophys Res* 84, 1561-1568.
2. ANDERSON, J.G., P. BODIN, J.N. BRUNE, J. PRINCE, S.K. SINGH, R. QUAAS, AND M. ONATE, 1986. Strong ground motion from the Michoacán- Mexico earthquake, *Science* 233 (4768), 1043-1049.
3. ARREAGA, P., ORTIZ F., FARRERAS S., 2004. Mapping the possible tsunami hazard as the first step towards a tsunami resistant community in Esmeraldas, por publicarse en el 2005.
4. BANDY, W., V. KOSTOGLODOV, A. HURTADO-DIAZ AND M. MENA, 1999. Structure Of The Southern Jalisco Subduction Zone, Mexico, As Inferred From Gravity And Seismicity. *Geofís. Int.*, 38, 127-136.
5. BARROS-GONZÁLEZ G., 1961. El maremoto del 22 de mayo de 1960 en las costas de Chile. Departamento de Navegación e Hidrografía de la Armada de Chile, 1ª edición. Valparaíso. 129 pp.

6. BECK, L. and L. RUFF, 1984. The Rupture Process of the Great 1979 Colombia Earthquake Evidence for the Asperity Model. *J. Geophys. Res.*, 89, 981-929.
7. CEPAL, 2001. Análisis de riesgo en Centro y Sud América.
8. CROSS, R.H., 1968. Tide Gage Frequency Response. *Journal of the Waterways and Harbors Division*. Proceedings of the American Society of Civil Engineers, 317-330.
9. DENGLER, L., J. BORRERO, B. JAFFE, E.A. OKAL, M. ORTIZ AND V. TITOV, 2003. TSUNAMI *Journal of the Earthquake Engineering Research*, 19, 115-144.
10. DHN, 2000. Dirección Nacional de Hidrografía de la Armada del Perú Revista tsunamis Versión I.
11. DORBATH, L., A. CISTERNAS, AND C. DORBATH, 1990. Assessment Of The Size Of Large And Great Historical Earthquakes In Peru. *Bulletin Of The Seismological Society Of America* 80(3):551-576.
12. ESPINOZA J., 1992. Efectos potenciales de un tsunami en la costa norte de la Provincia de Esmeraldas.

13. GOTO, C., Y. OGAWA, N. SHUTO, AND F. IMAMURA, 1997. IUGG/IOC TIME Project: Numerical Method of Tsunami Simulation with the Leap-Frog Scheme, Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, Manuals and Guides # 35, Paris, 4 Parts.
14. HANS, T and H. KANAMORI, 1979. A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.*, 84:2348-2350.
15. IDA, K, D.C. COX and G. PARACAS-CARAYANIS, 1967. Preliminary Catalog of Tsunamis Occurring in the Pacific Ocean, Hawai Inst. Geophys. Data Rep. 5, HIG-67-10,232.
16. IDE, S., F. IMAMURA , Y. YOSHIDA and K. ABE, 1993. Source characteristics of the Nicaraguan tsunami earthquake of the september 2, 1992. *Geophys. Res. Lett.*, Vol 20, No. 9, pp. 863-866.
17. IHMLE, P., J. GOMEZ, P. HEINRICH AND S. GUIBOURG, 1998. The 1996 Peru tsunamigenic earthquake: Broadband source process. *Geophys. Res. Lett.*, Vol 25, No. 14, pp. 2691-2694.

13. GOTO, C., Y. OGAWA, N. SHUTO, AND F. IMAMURA, 1997. IUGG/IOC TIME Project: Numerical Method of Tsunami Simulation with the Leap-Frog Scheme, Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, Manuals and Guides # 35, Paris, 4 Parts.
14. HANS, T and H. KANAMORI, 1979. A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.*, 84:2348-2350.
15. IDA, K, D.C. COX and G. PARACAS-CARAYANIS, 1967. Preliminary Catalog of Tsunamis Ocurring in the Pacific Ocean, Hawai Inst. Geophys. Data Rep. 5, HIG-67-10,232.
16. IDE, S., F. IMAMURA , Y. YOSHIDA and K. ABE, 1993. Source characteristics of the Nicaraguan tsunami earthquake of the setember 2, 1992. *Geophys. Res. Lett.*, Vol 20, No. 9, pp. 863-866.
17. IHMLE, P., J. GOMEZ, P. HEINRICH AND S. GUIBOURG, 1998. The1996 Peru tsunamigenic earthquake: Broadband source process. *Geophys. Res. Lett.*, Vol 25, No. 14, pp. 2691-2694.

18. **IMAMURA , F., N SHUTO and GOTO, 1990. Study on numerical simulation of the transoceanic propagation of tsunamis-Part 2. Characteristic of tsunami propagating over the Pacific Ocean. Zisin (J. Seismol. Soc. Jpn), 43, 389-402.**
19. **INFOPLAN, 2001. Sistema de Información Geográfica del Ecuador, en formato digital CD.**
20. **INSTITUTO OCEANOGRAFICO DE LA ARMADA DEL ECUADOR (INOCAR), 1996. Estudios Oceanográficos y Geológicos en el Puerto de Esmeraldas,**
21. **ITIC, 1998. International Tsunami Information Center, Tsunami Newsletter. Bulletin of tsunamis.**
22. **ITIC, 2001. International Tsunami Information Center, Tsunami Newsletter. Bulletin of tsunamis.**
23. **KANAMORI, H. K. and MCNALLY, 1982. Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast, Bull. Seismol. Soc. Am.,72,1241-1253.**

24. KELLEHER, J.,1972. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions, *J. Geophys. Res.*, 77,2087-2103.
25. KOWALIK, Z., 1987. Influence of the Size, Shape and Orientation of the Earthquakes Source Area in the Shumagin Seismic Gap on the Resulting Tsunami. *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 1057-1062.
26. KOWALIK, Z., and P.M. WHITMORE, 1991. An investigation of two tsunamis recorder at Adak, Alaska. *Science of Tsunami Hazards* 9(2), 67-83.
27. LIU, P.L., Y.S. CHO, S.B. YOON and S.N. SEO, 1995. Numerical simulations of the 1960 Chilean Tsunami Propagation and Inundation at Hilo, Hawaii. *Tsunami progress in Prediction, Disaster Prevention and warning*. Y. Tsuchiya and N. Shuto (editors). Kluwer Academic Publishers.
28. LIU, P.L., 2000. *Tsunami: Understanding the Giant Wave*. Version I, June, 2000. with further edits by Michael Blackford.

29. LOCKRIDGE, P., 1985. Tsunamis in Peru-Chile, Report SE-39 World Data Center A for Solid Earth Geophysics, U.S. Department of Commerce, National Geophysical Data Center 97.
30. LOMNITZ, C. and R. CABRE, 1968. The Perú Earthquake of October 17, 1966. Bulletin of Seismological Society of America 58(2);652-656.
31. MANSINHA, L. and E. SMYLLIE, 1971. the displacement Field of inclined Faults, Bull. Seismol. Soc. Am. 61, 1433-1440.
32. MENDOZA, C. and DEWEY, 1984. Seismicity associated with The Great Colombia Earthquakes of 1942, 1958 and 1979: Implications for barrier models of earthquakes rupture. Bull. Seismol. Soc. Am., 74,577-593.
33. MURTY, T.S., 1977. Seismic Sea Waves TSUNAMIS. Bulletin of the Fisheries Research Board of Canada.
34. NISHENKO, N., 1991. Patrones observados de los grandes terremotos en el margen Ecuador-Colombia.

35. OKAL, E. A., L. DENGLER, S. ARAYA, J.C. BORRERO, B. GOMER, S. KOSHIMURA, G. LAOS, D. OICESE, M. ORTIZ, M. SWENSSON V.V. TITOV, and F. VEGAS, 2002. A field survey of the Camaná Perú tsunami of June 23, 2001, *Seismol. Res. Letts.*, 73,904-917.
36. ORTIZ, M., S.K.SINK., J. PACHECO and V. KOSTOGLODOV, 1998. Rupture length of OCTOBER 9, 1995 Colima-Jalisco earthquake (Mw 8) estimated from tsunami data. *Geophys. Res. Lett.*, 25,2857-2860.
37. ORTIZ, M., E. GÓMEZ-REYES, and H. VÉLEZ-MUÑOS, 200a (2000). A Fast Preliminary Estimation Model for Transoceanic Tsunami Propagation. *Geof. Int.*, Vol., 39, Num. 3, pp 1-14.
38. ORTIZ, M., S.K.SINK., V. KOSTOGLODOV and J. PACHECO, 2000b. Source areas of the Acapulco-San Marcos, Mexico earthquakes of 1962 (M 7.1; 7.0) and 1957 (M 7.7), as constrained by tsunami and uplift records. *Geof. Int.*, Vol., 39, Num. 4, pp 337-348.
39. ORTIZ, M., V. KOSTOGLODOV, S.K.SINK and J. PACHECO, 2000c. New constraints on the uplift of October 9, 1995 Jalisco-

Colima earthquakes (M_w 8) based on the analysis of tsunami records at Manzanillo and Nvidad, Mexico. *Geof. Int.*, Vol., 39, Num. 4, pp 349-357.

40. ORTIZ, M., and R. BIRHAM, 2003. Source area and rupture parameters of the 31 December 1881 $M_w= 7.9$ Car Nicobar earthquake estimated from tsunamis recorded in the Bay of Bengal. *J. Geophys. Res.*, Vol. 108 No 84.
41. PARACAS-CARACAYANNIS, 1980. Catalog of Tsunamis in the Pacific 1969 –1982.
42. PEDLOSKY, J., 1979. *Geophysical Fluid Dynamics*, 624 pp. Springer-Verlag.
43. PROGRAMA DE MANEJO DE RECURSO COSTEROS, PMRC. *Grandes Rasgos Geomorfológicos Costeros*, 1988.
44. PROGRAMA DE MANEJO DE RECURSO COSTEROS, PMRC. *Ecuador, Perfil de sus Recursos Costeros*, 1998.
45. QUICENO, A., ORTIZ, M., and MADEAU, E., 1999. Colombian Pacific Coast Tsunami Inundation Maps. Proyecto 0140-09-1039B. Anexo No 11.

Colima earthquakes (M_w 8) based on the analysis of tsunami records at Manzanillo and Nvidad, Mexico. *Geof. Int.*, Vol., 39, Num. 4, pp 349-357.

40. ORTIZ, M., and R. BIRHAM, 2003. Source area and rupture parameters of the 31 December 1881 $M_w= 7.9$ Car Nicobar earthquake estimated from tsunamis recorded in the Bay of Bengal. *J. Geophys. Res.*, Vol. 108 No 84.
41. PARACAS-CARACAYANNIS, 1980. Catalog of Tsunamis in the Pacific 1969 –1982.
42. PEDLOSKY, J., 1979. *Geophysical Fluid Dynamics*, 624 pp. Springer-Verlag.
43. PROGRAMA DE MANEJO DE RECURSO COSTEROS, PMRC. *Grandes Rasgos Geomorfológicos Costeros*, 1988.
44. PROGRAMA DE MANEJO DE RECURSO COSTEROS, PMRC. *Ecuador, Perfil de sus Recursos Costeros*, 1998.
45. QUICENO, A., ORTIZ, M., and MADEAU, E., 1999. Colombian Pacific Coast Tsunami Inundation Maps. Proyecto 0140-09-1039B. Anexo No 11.

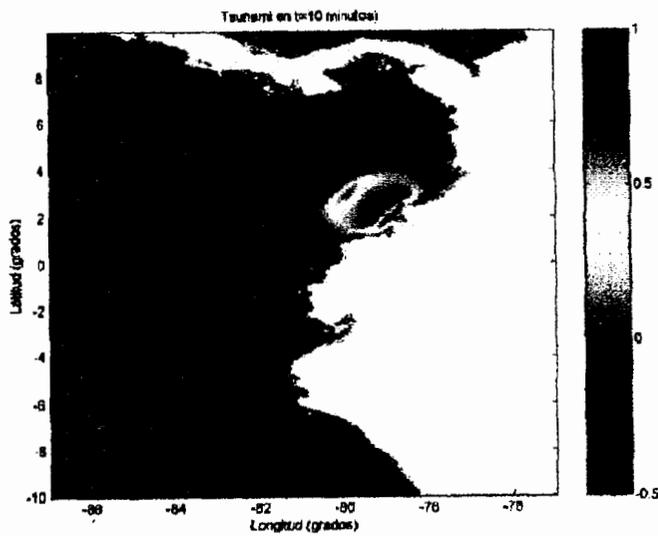
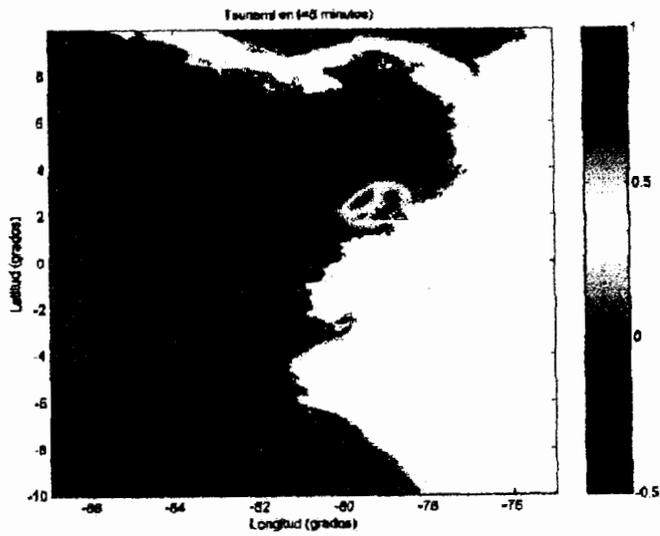
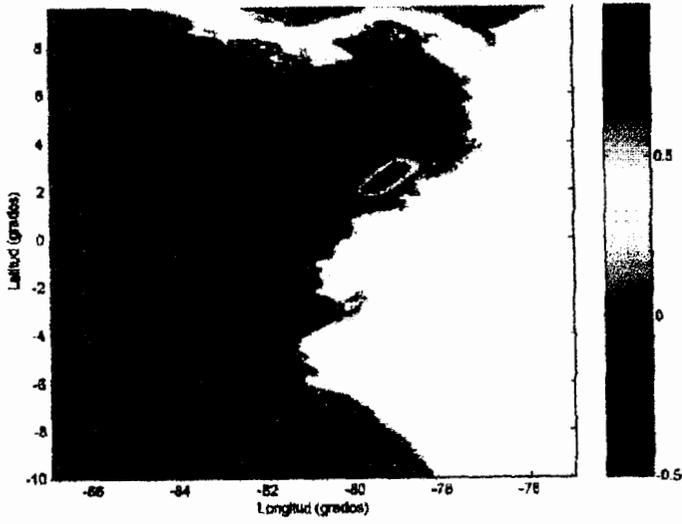
46. QUICENO, A., and ORTIZ, M., 1999. Evaluación del Impacto de Tsunamis en el Litoral Colombiano. Parte I (Región Tumaco). Proyecto 0140-09-1039B. Anexo No 8.
47. RAMÍREZ , J.,1968. Informe preliminar terremotos colombianos noviembre 23 y diciembre 12 de 1979. Reporte interno. Instituto Geofísico de los Andes Colombianos (Universidad Javeriana).
48. RUFF, L., and H. KANAMORI, 1983. The rupture process and asperity distribution of three great earthquakes from long-period diffracted P-waves, Phys. Earth Planet. Interiors 31, 202-203.
49. SCHEU, K.,1911. Rupture zones of large South American earthquakes.
50. SATAKE, K., 1987. inversion of tsunami waveform for the estimation of a fault heterogeneity: Method and Numerical Experiments. J. Phys. Earth, 35, 3,241-254.
51. SATAKE, K., J. BOURGEOIS, KU. ABE, KA. ABE, Y TSUJI, F. IMAMURA, Y. IIO, H. KATAO, E. NOGUERA and F. ESTRADA, 1993. Tsunami Field Survey of the 1992 Nicaragua Earthquake, EOS Trans. AGU, 74,13.
52. SATAKE, K., 1994. Mechanism of the 1992 Nicaragua Tsunami Earthquake. Geophys. Res. Lett. 21, 2519-2522.

53. SATAKE, K., and F. IMAMURA, 1995. Tsunami: Seismological and Disaster Prevention Studies. *J. Phys. Earth*, 43, 259-277.
54. SATAKE, K., and Y. TANIOKA, 1999. Sources of Tsunami and Tsunamigenic Earthquakes in Subduction Zones. *Pure appl. Geophysics*, 154,467-483.
55. SEGOVIA, 2001. Tesis. El Sismo de Bahía de Caráquez del 4 de Agosto de 1998: caracterización del mecanismo de ruptura y análisis de la sismicidad en la zona costera.
56. SERVICIO HIDROGRAFICO DE LA ARMADA DE CHILE (SHOA): <http://www.shoa.cl>.
57. SHUTO, N., 1986 et al. A study of numerical techniques on the tsunami propagation and run up, *Sei, Tsunami Hazards*, 4: 111:124.
58. SHUTO, N., 1991. Numerical Simulation of Tsunamis – Its Present and Near Future. *Natural hazards*, 4: 171:191.
59. SWENSON AND BECK, 1996. The Rupture Process of the Great Colombia Earthquakes. *Bull. Seismol.*
60. TALANDIER, J., and E. OKAL 1989. An algorithm for automated tsunami warning in French Polynesia, based on mantle

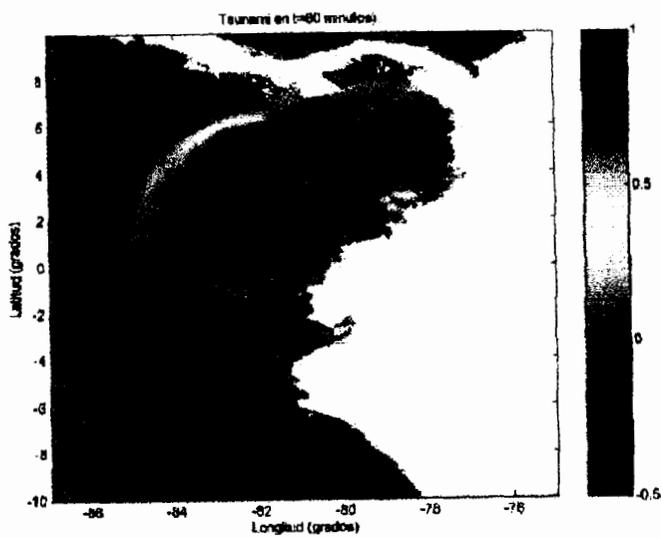
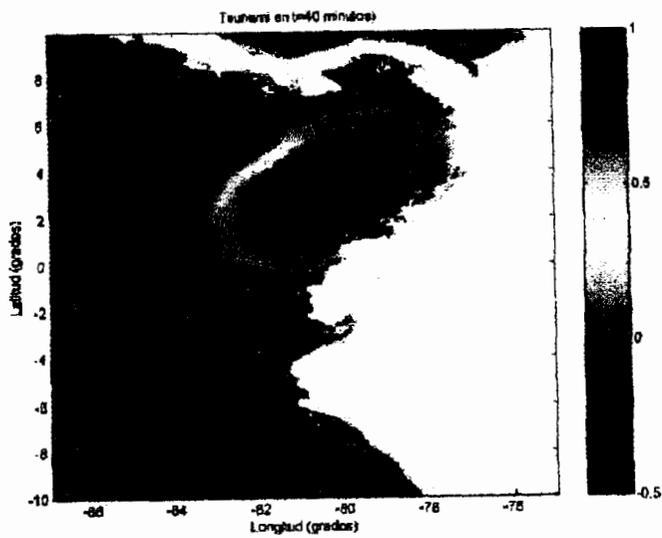
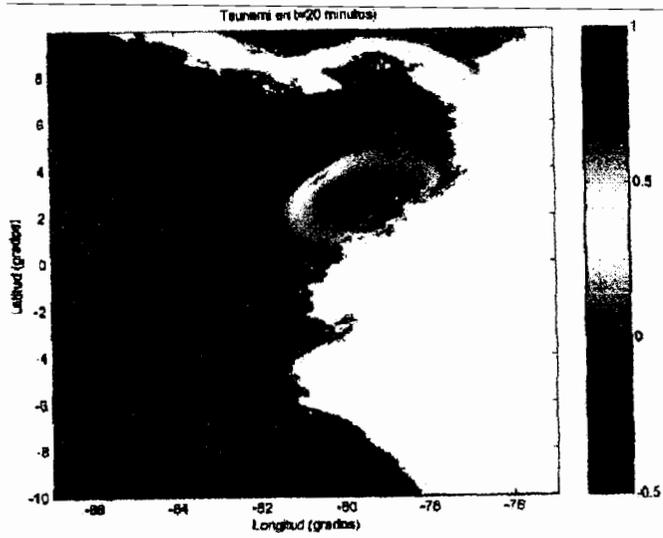
magnitudes, *Bulletin Seismological Society of America*, 79: 1177-1193.

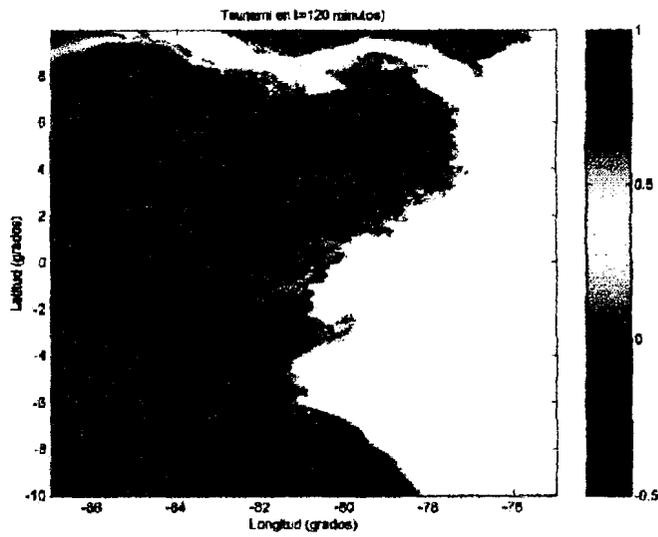
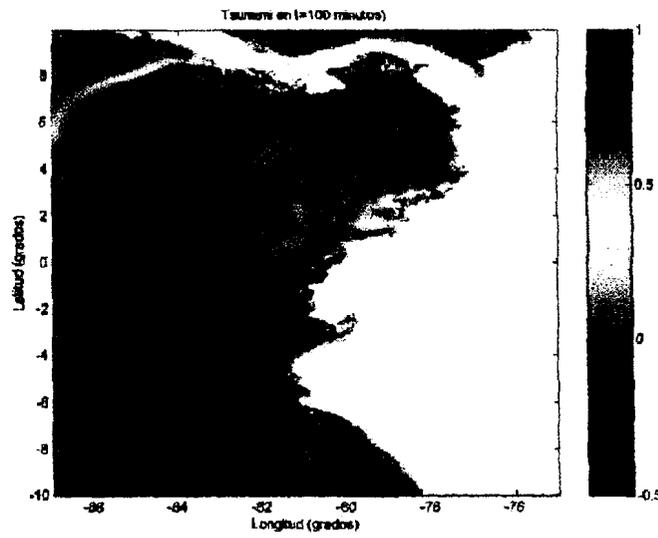
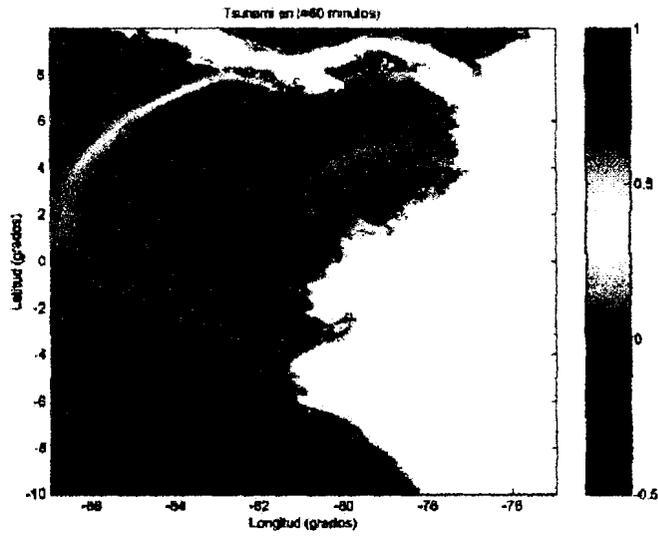
61. TALANDIER, J., 1993. French Polynesia tsunami warning center (CPPT), *Natural Hazards*, 7(3):237-256.
62. TAKAHASHI, T. et al, 1995. Numerical Simulation of topography change due to tsunamis, *Tsunami '93 Proc. Int. Tsunami Symp.*, 243-255.
63. U.S. Department of Commerce – Coast and Geodetic Survey, 1970. *Wave Reporting Procedures for Tide Observers in the TWS*.
64. WWW. CEPIS.OPS-OMS.ORG. *Proyectos para la Provincia de Esmeraldas*.
65. WYSS, M., 1979. Estimating maximum expectable magnitude of earthquakes from fault dimensions. *Geology*. 7, 336-340.
66. YEH, H., F. IMAMURA, C. SYNOLAKIS, Y. TSUJI, P. LIU, and S. SHI, 1993. The Flores Island Tsunami, *EOS Trans. AGU*, 74, 369.

ANEXO I: PROPAGACION DEL TSUNAMI EN LA MALLA EXTERIOR O MENOR RESOLUCIÓN



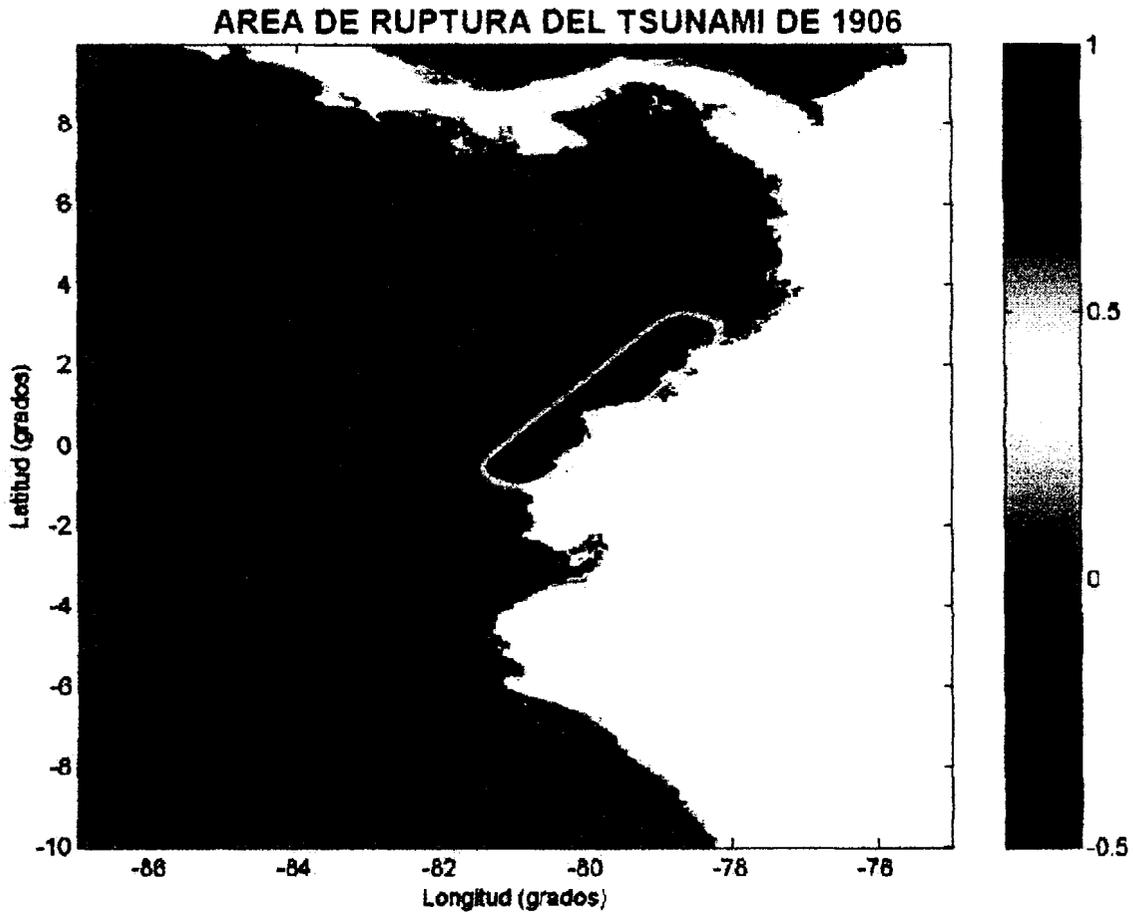
FUENTE: Arreaga 2004





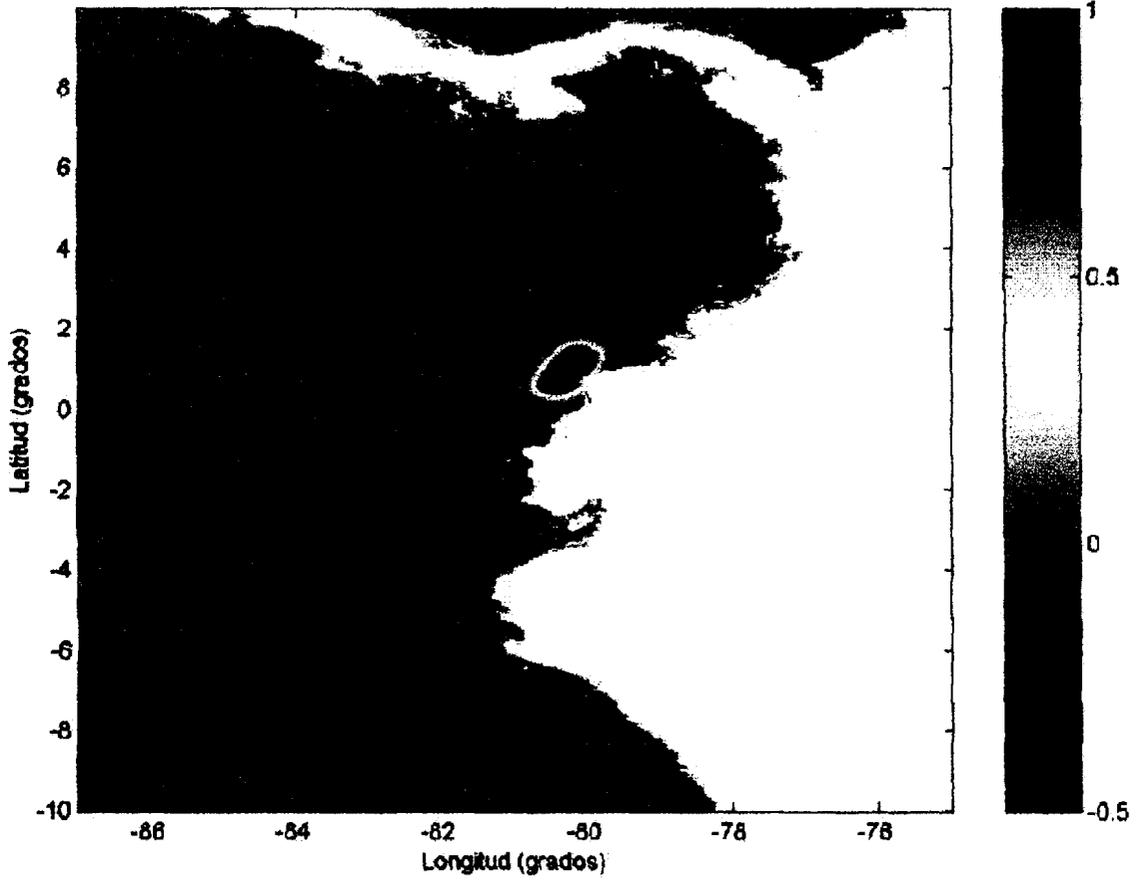
Fuente: Arreaga 2004

**ANEXO II: AREA DE LA CORTEZA TERRESTRE QUE
SE DISLOCA EN EL FONDO DEL MAR EN
CADA EVENTO SIMULADO**



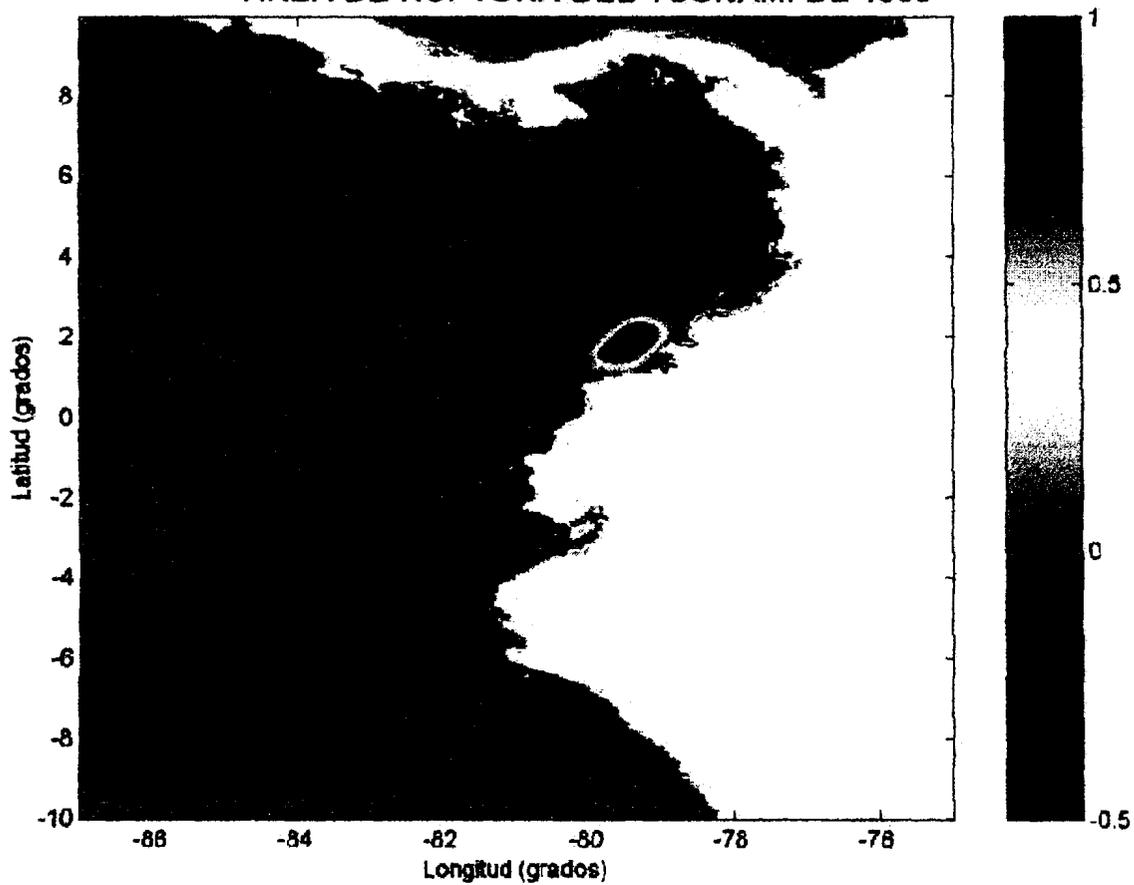
FUENTE: Arreaga 2004

AREA DE RUPTURA DEL TSUNAMI DE 1942



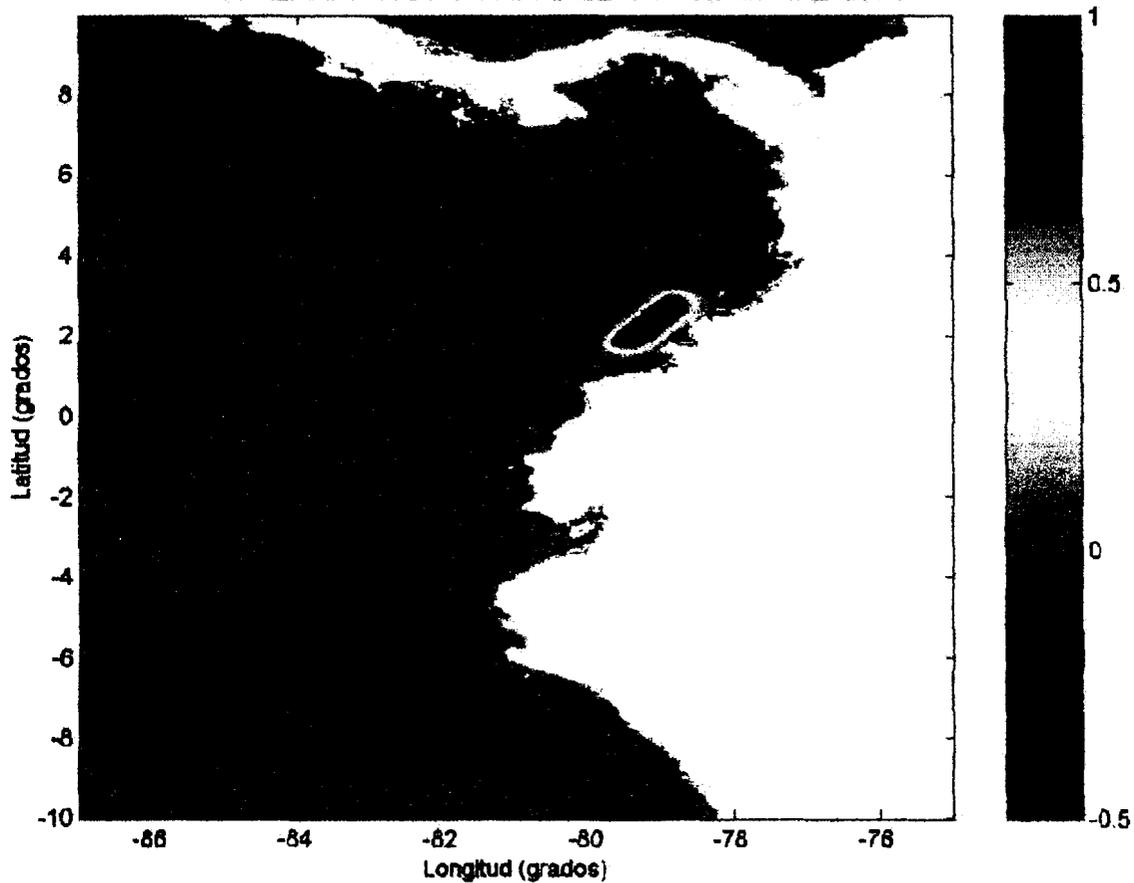
FUENTE: Arreaga 2004

AREA DE RUPTURA DEL TSUNAMI DE 1958



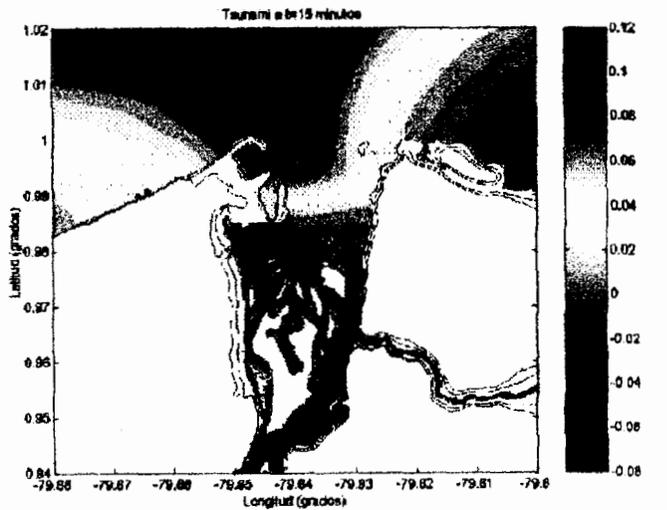
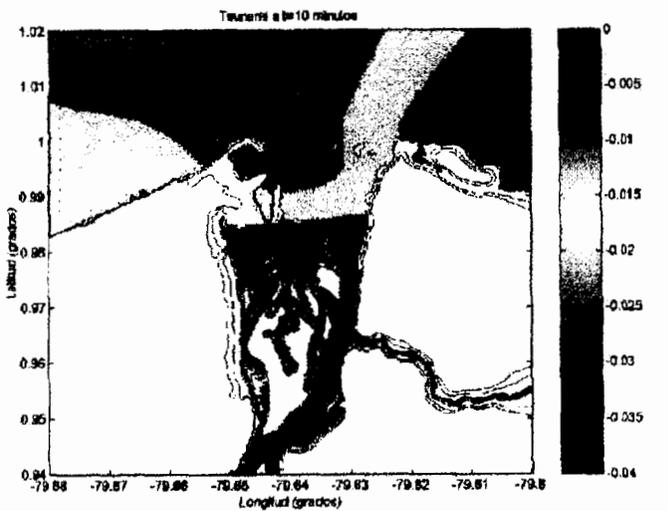
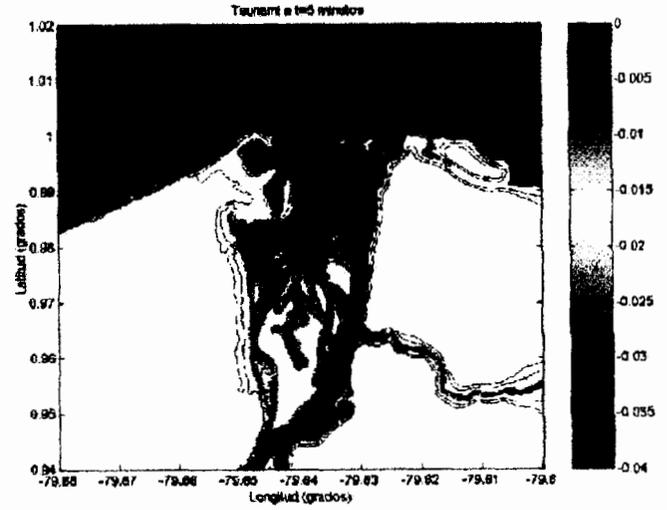
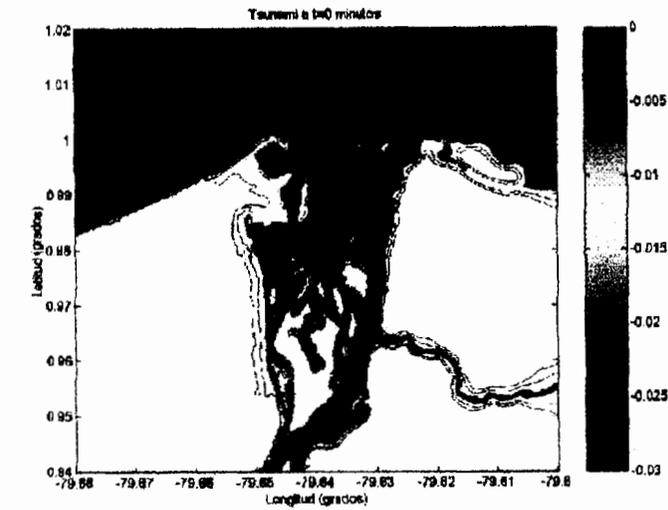
FUENTE: Arreaga 2004

AREA DE RUPTURA DEL TSUNAMI DE 1979

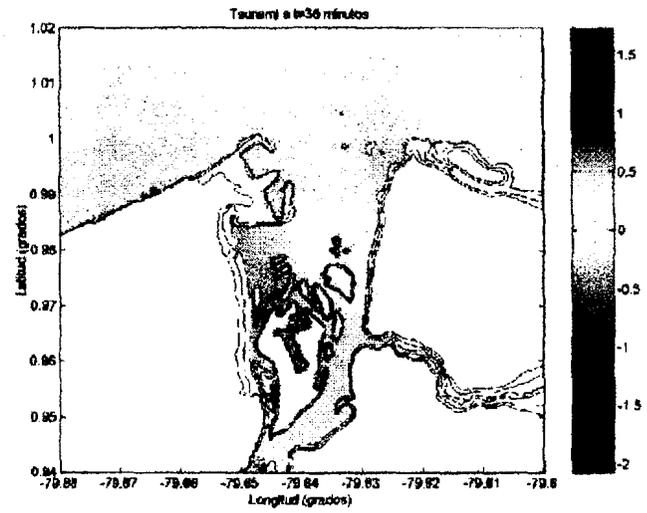
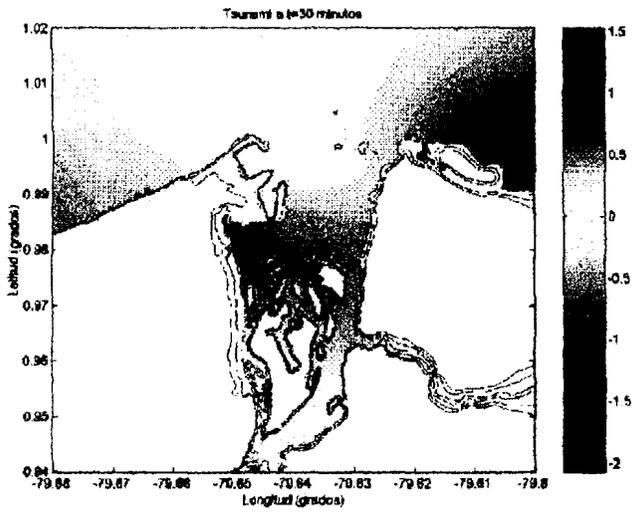
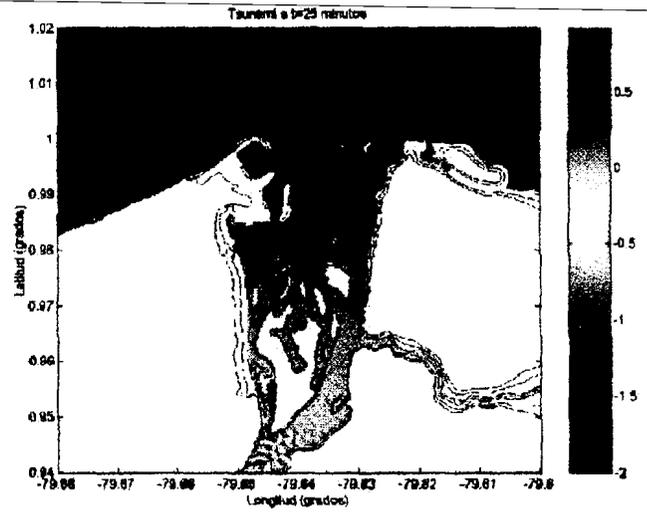
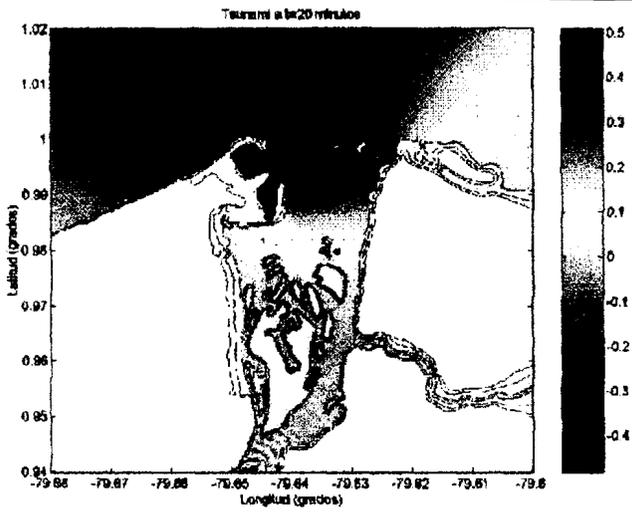


FUENTE: Arreaga 2004

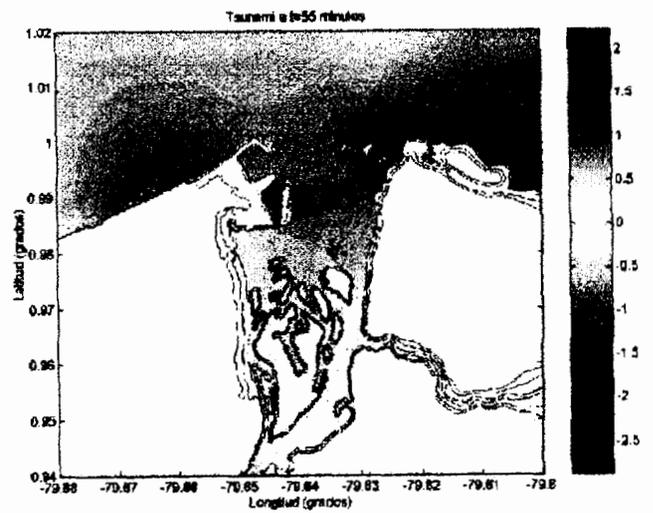
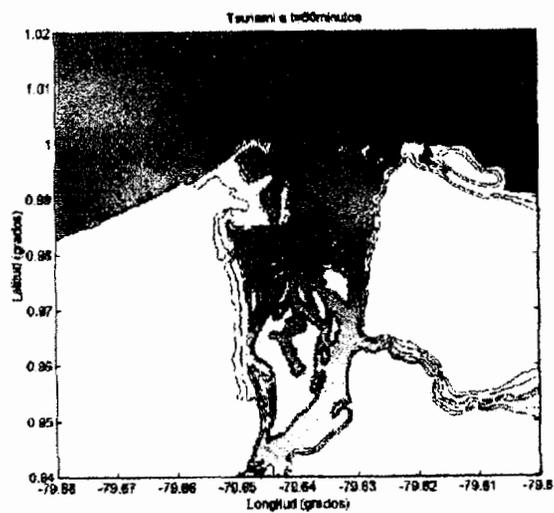
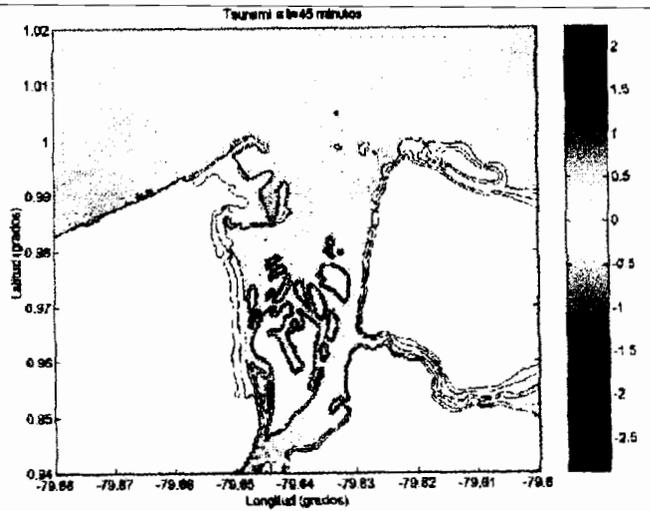
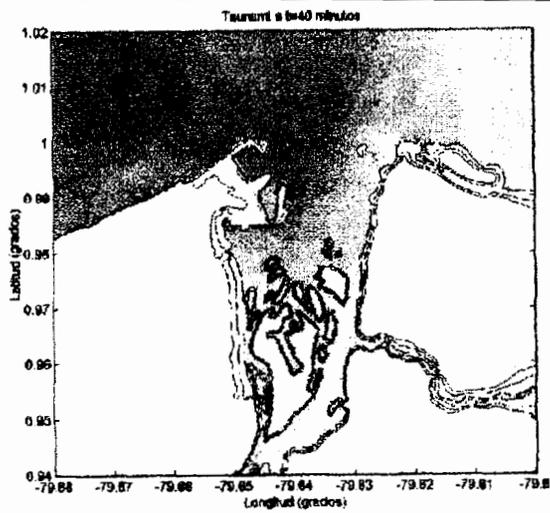
ANEXO III: RUTA DE PROPAGACION DEL TUNAMI EN EL AREA DE INTERIOR O MALLA INTERIOR DE MAYOR RESOLUCIÓN



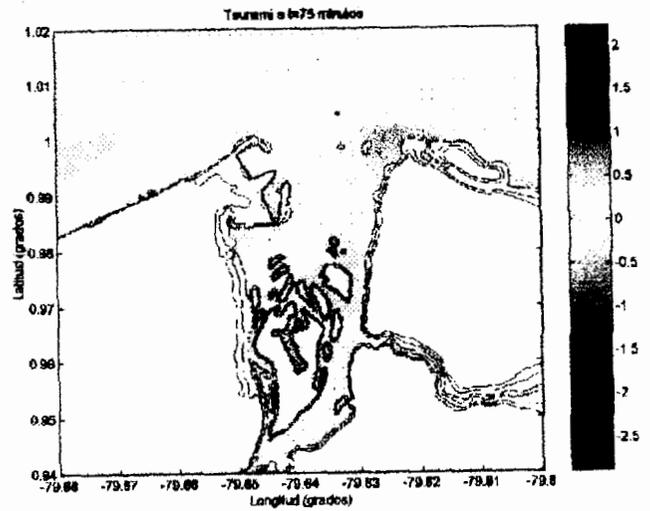
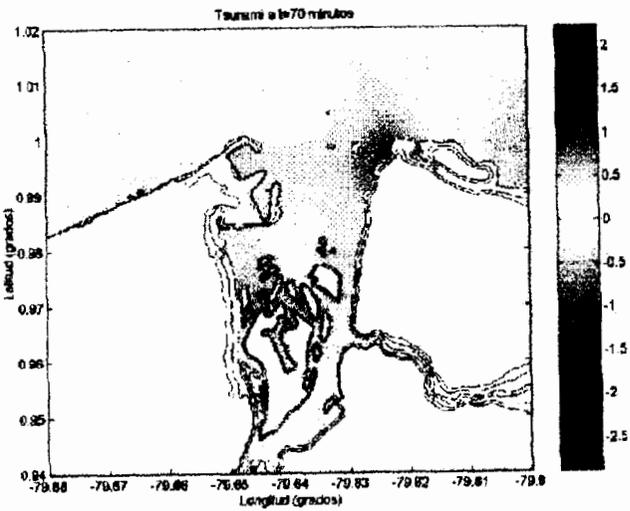
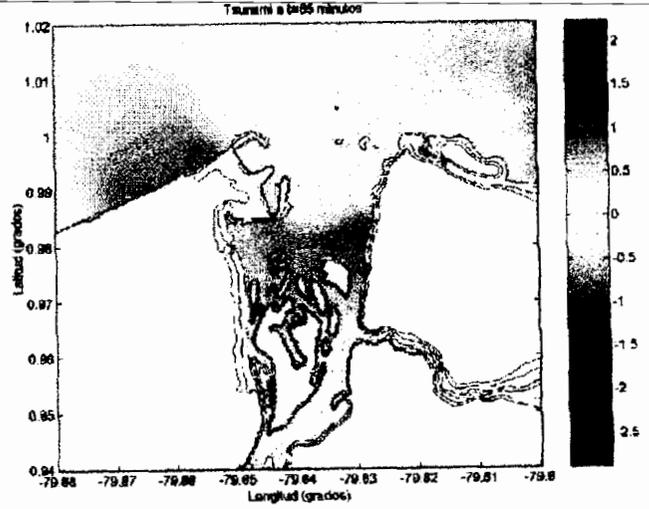
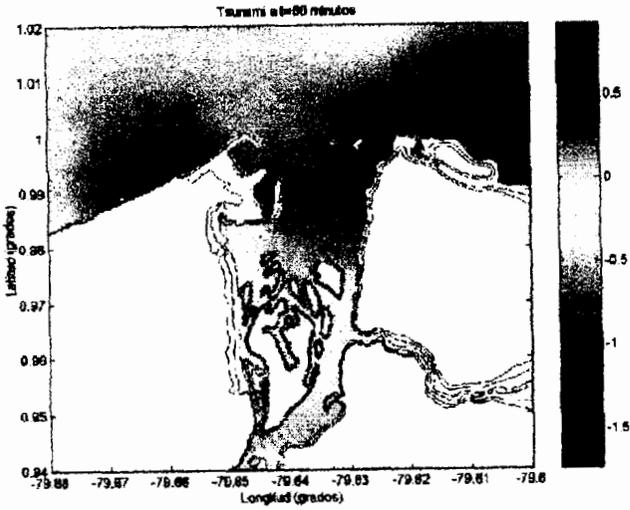
FUENTE: Arreaga 2004



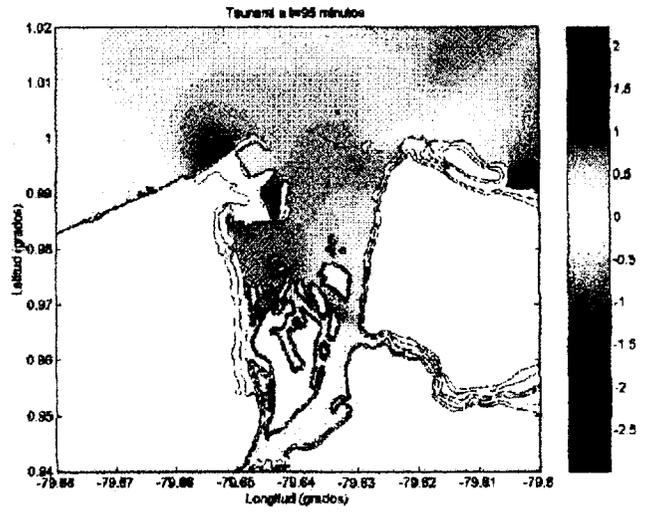
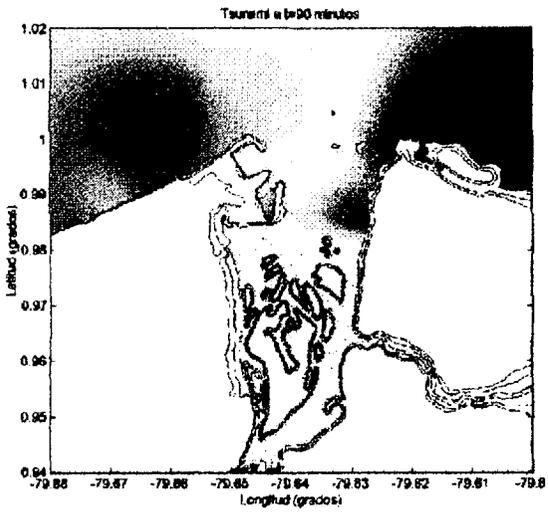
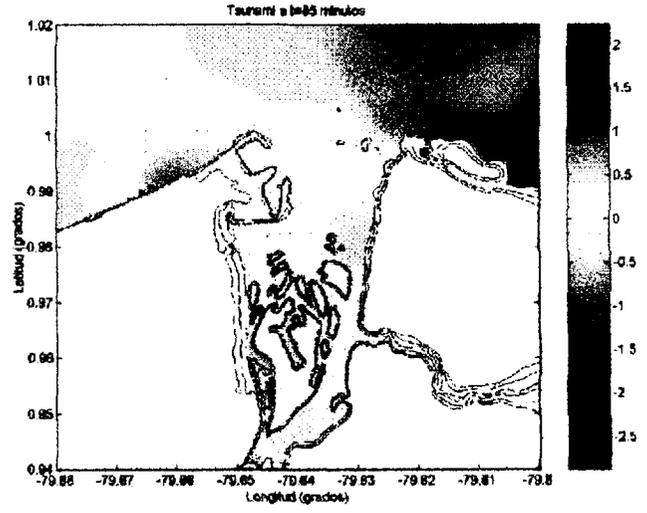
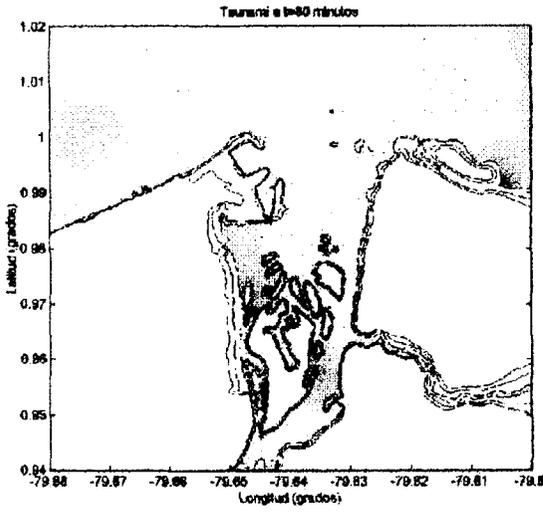
FUENTE: Arreaga 2004



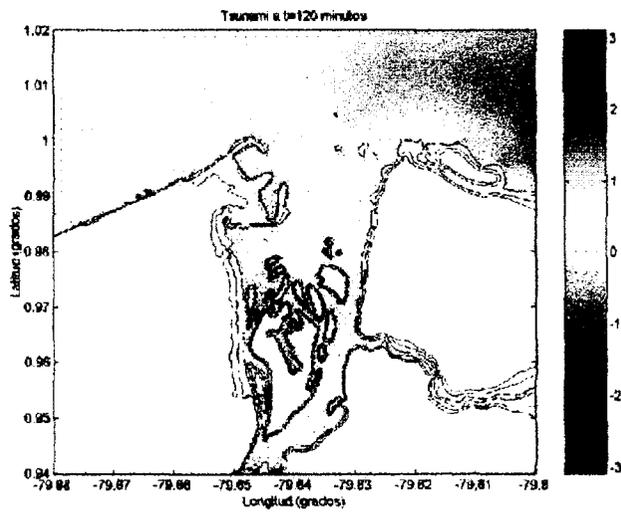
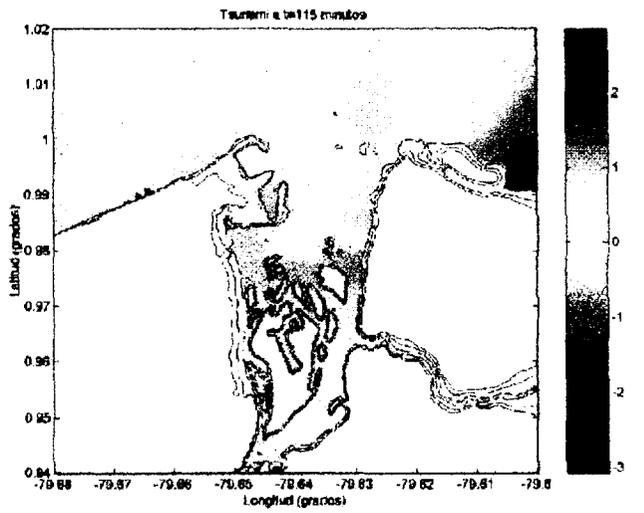
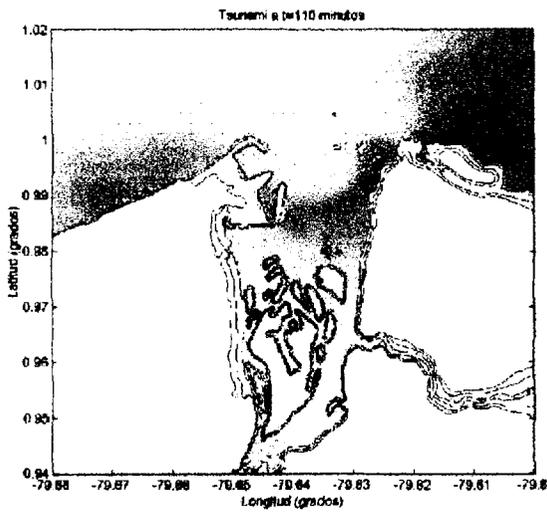
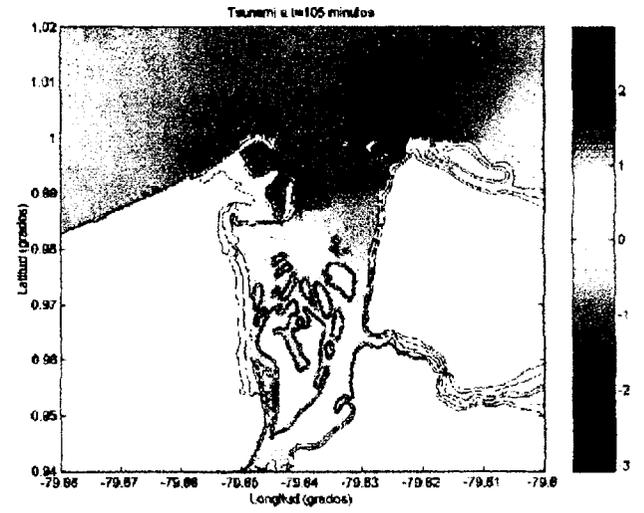
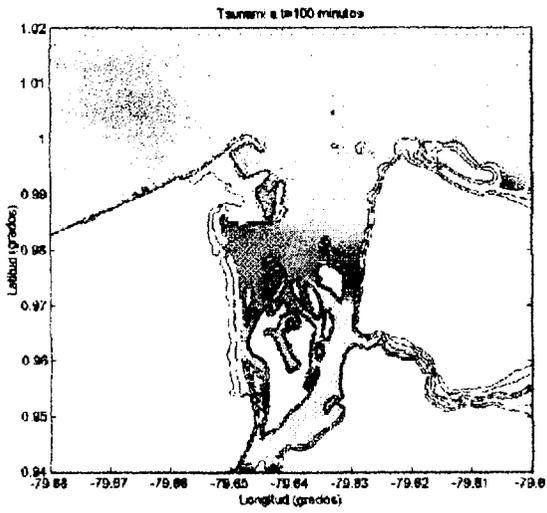
FUENTE: Arreaga 2004



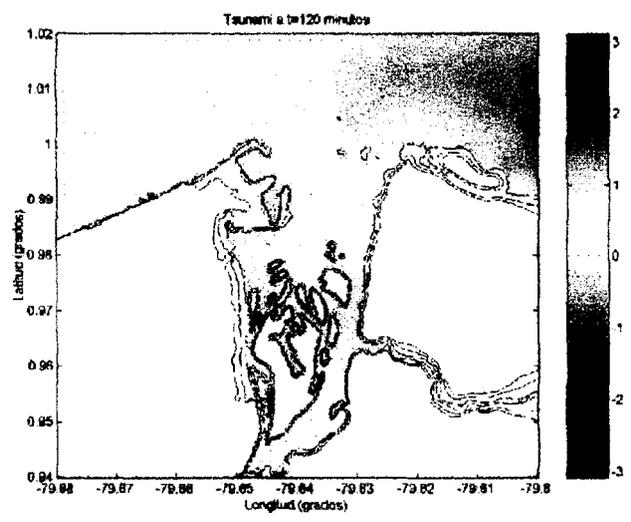
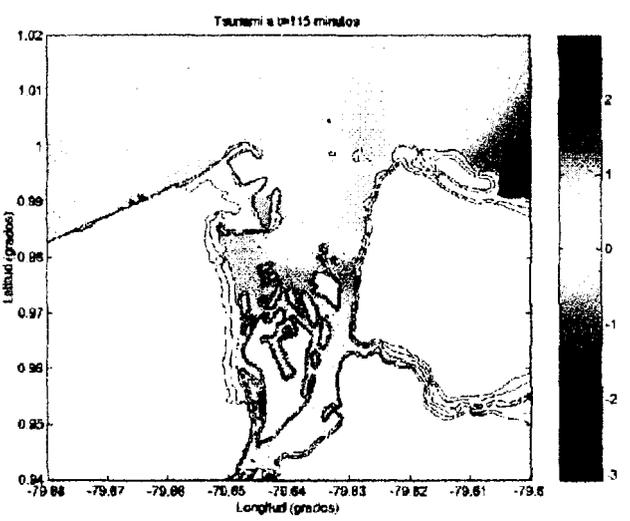
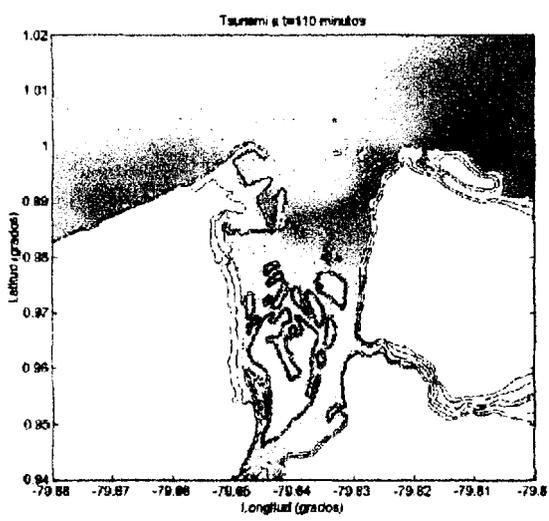
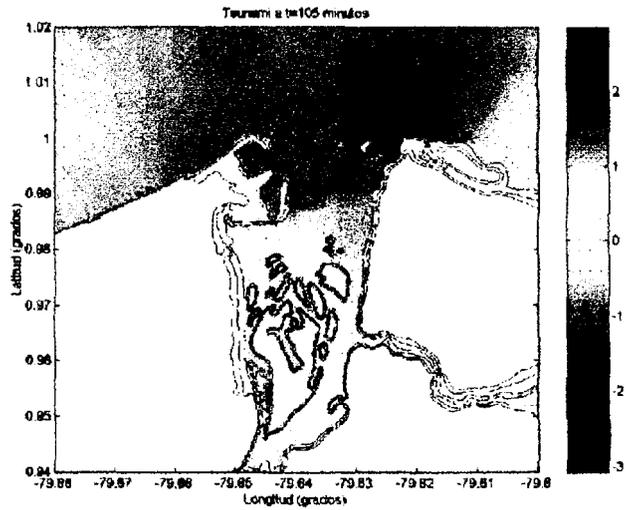
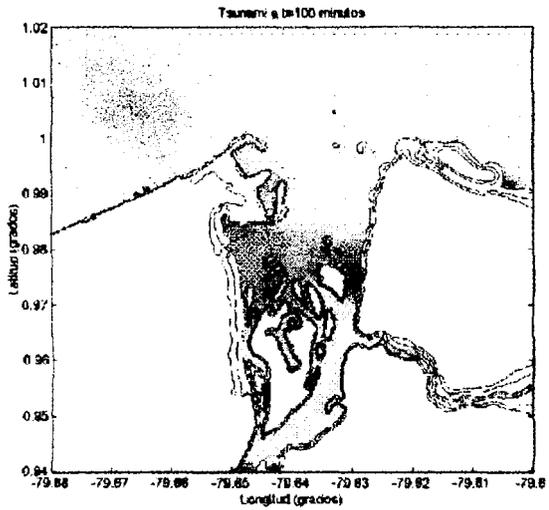
FUENTE: Arreaga 2004



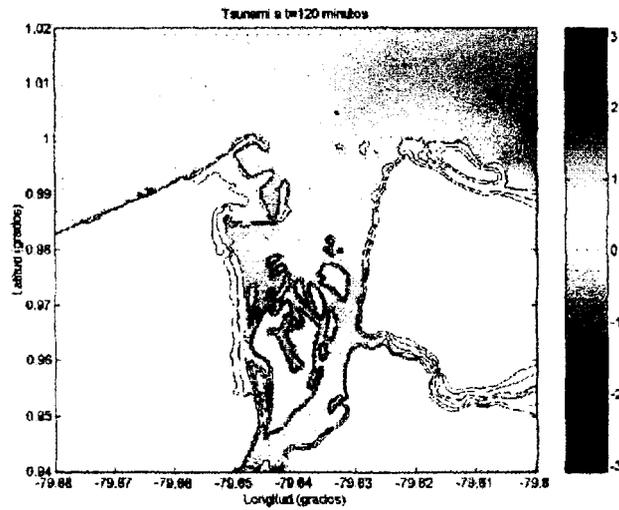
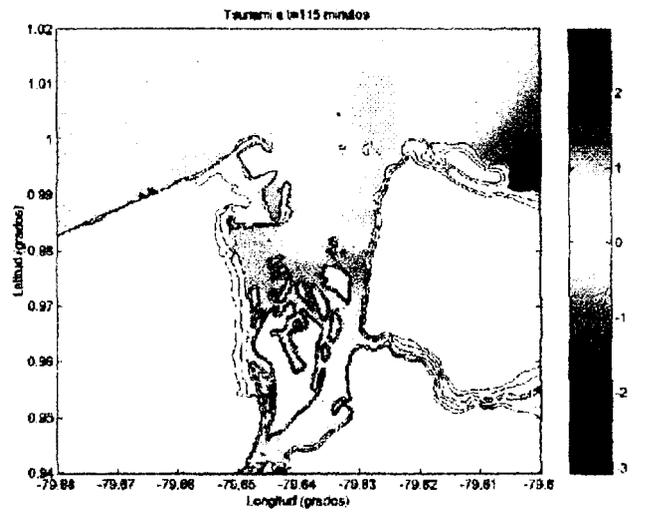
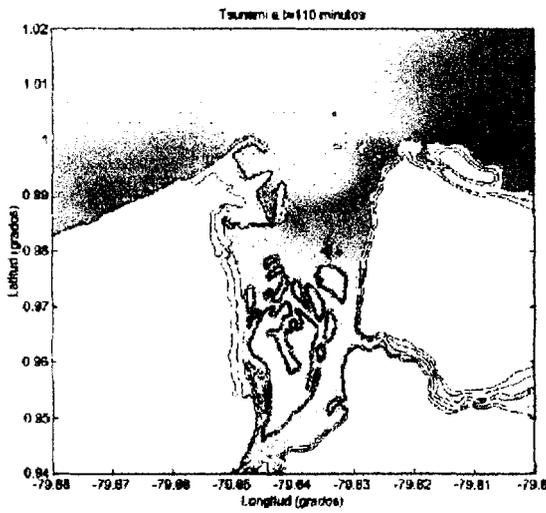
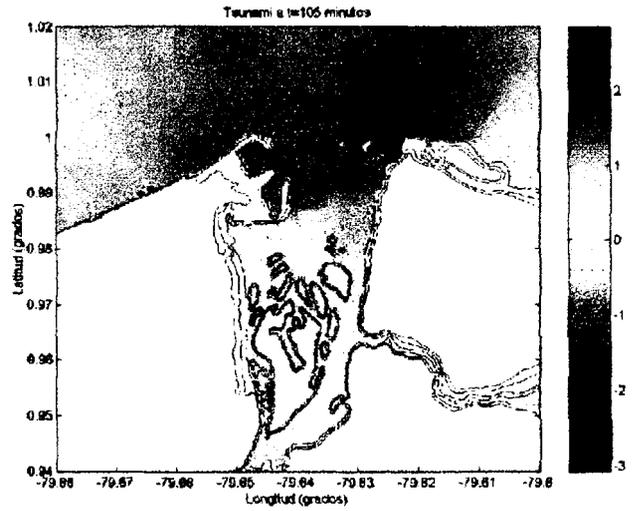
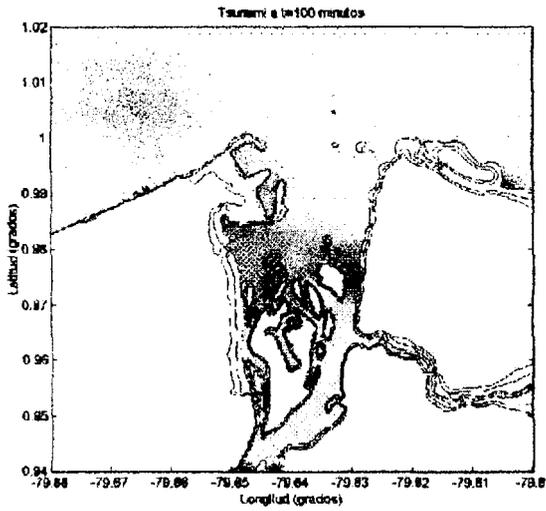
FUENTE: Arreaga 2004



FUENTE: Arreaga 2004

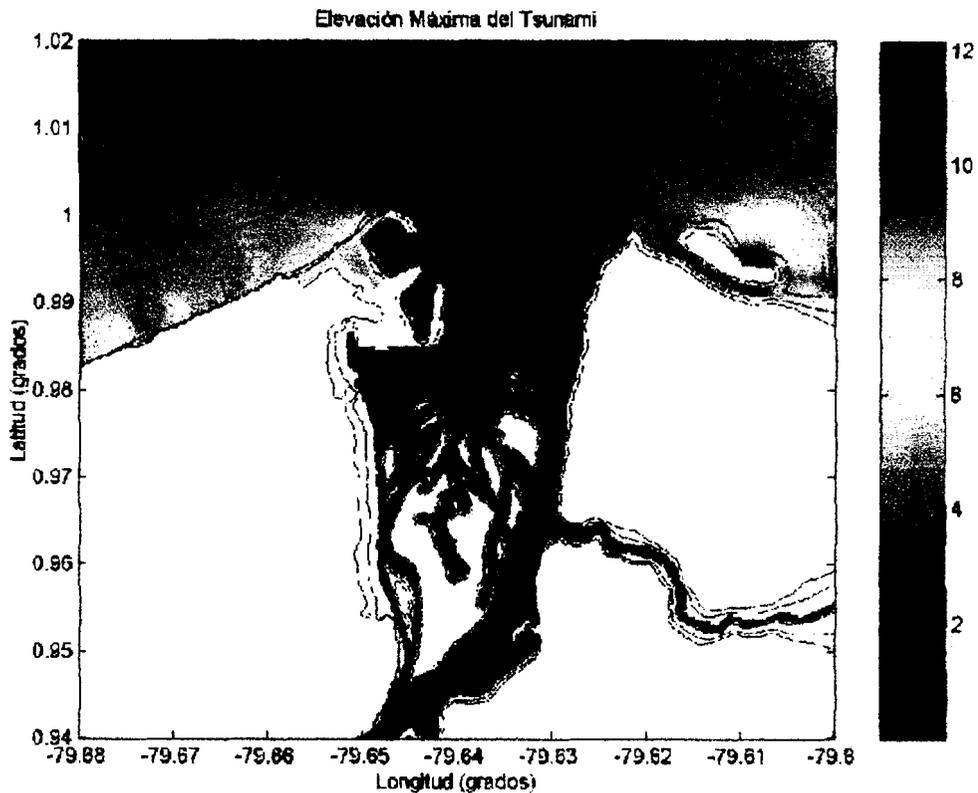
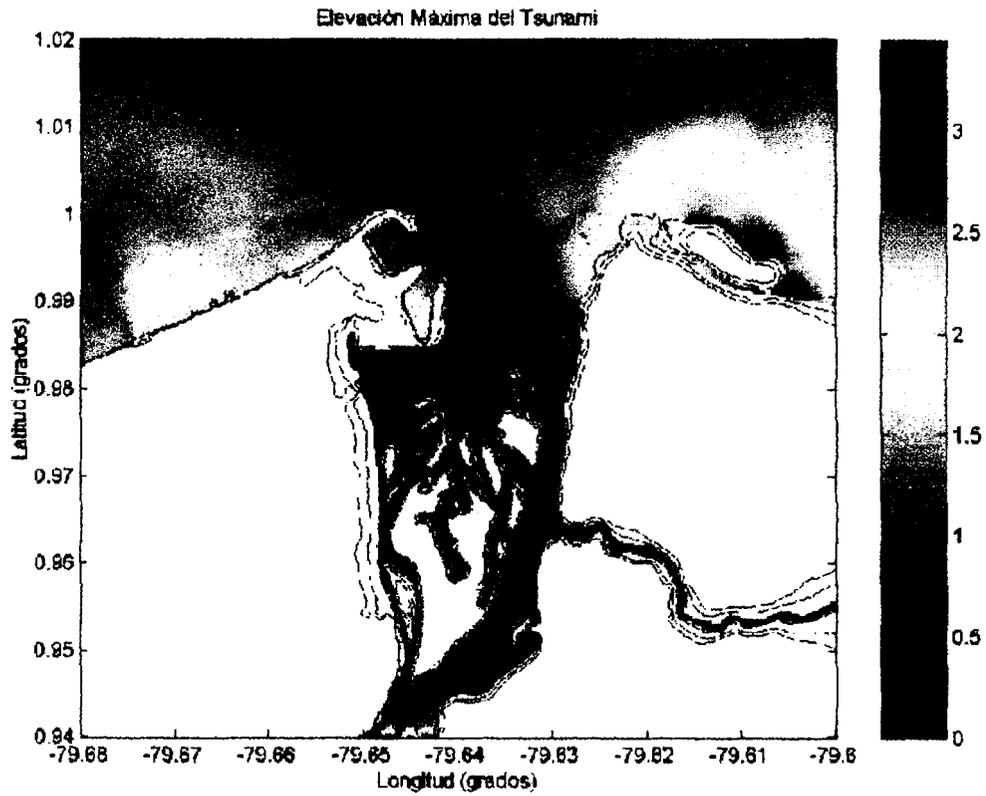


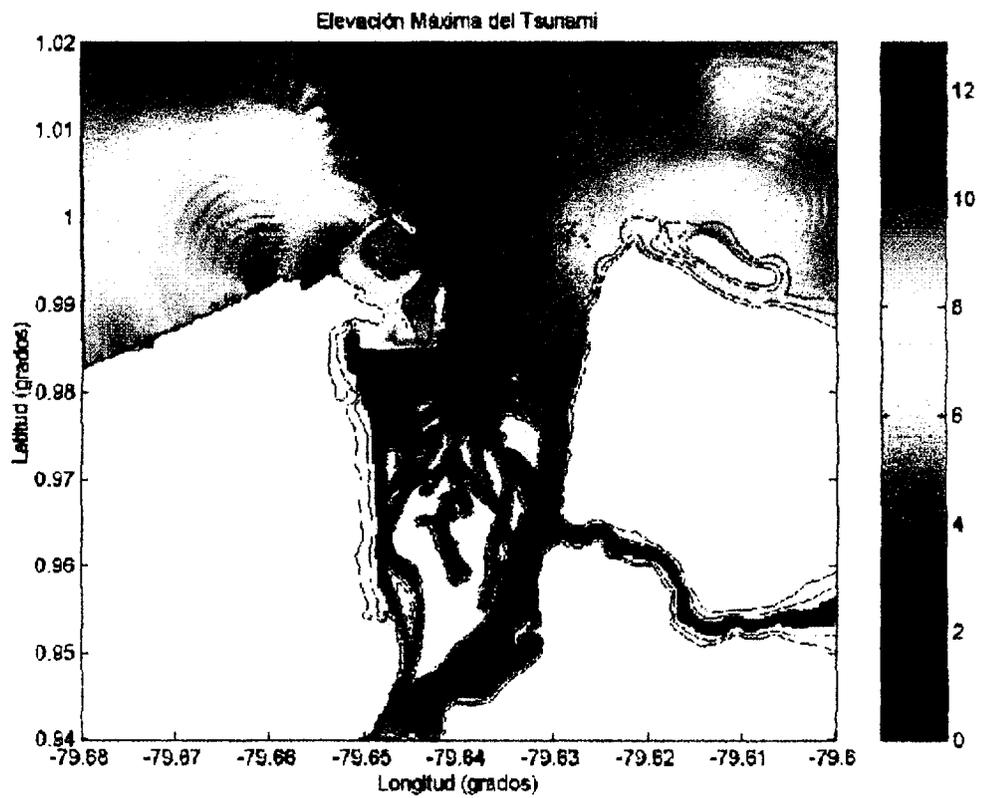
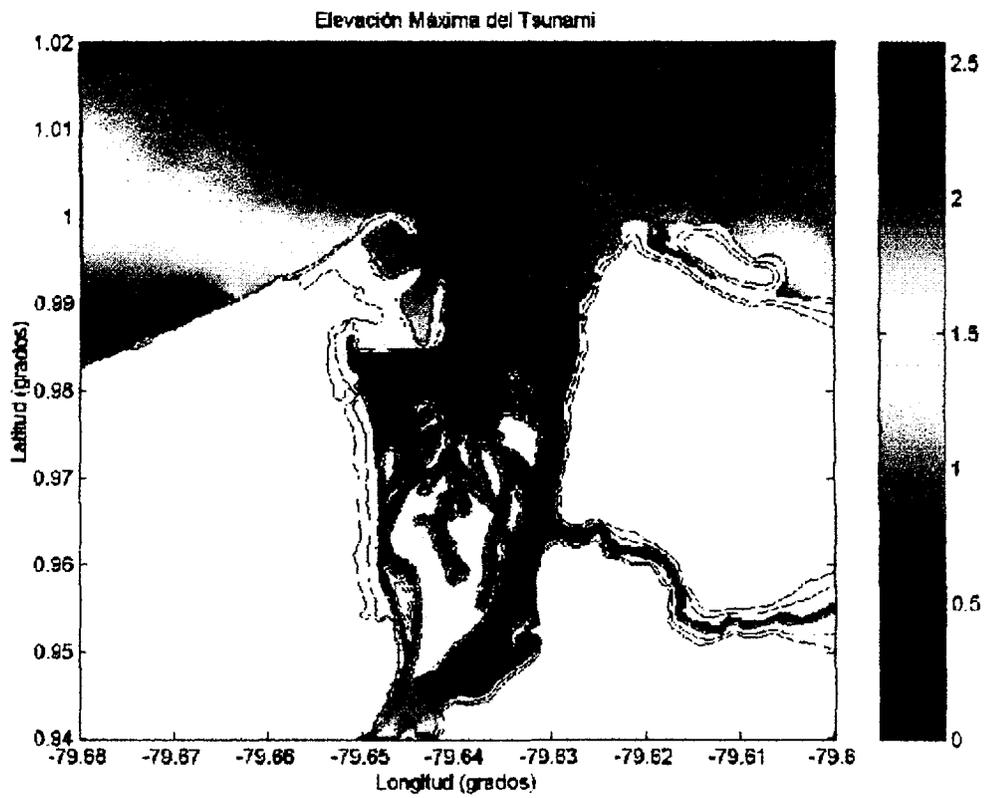
FUENTE: Arreaga 2004

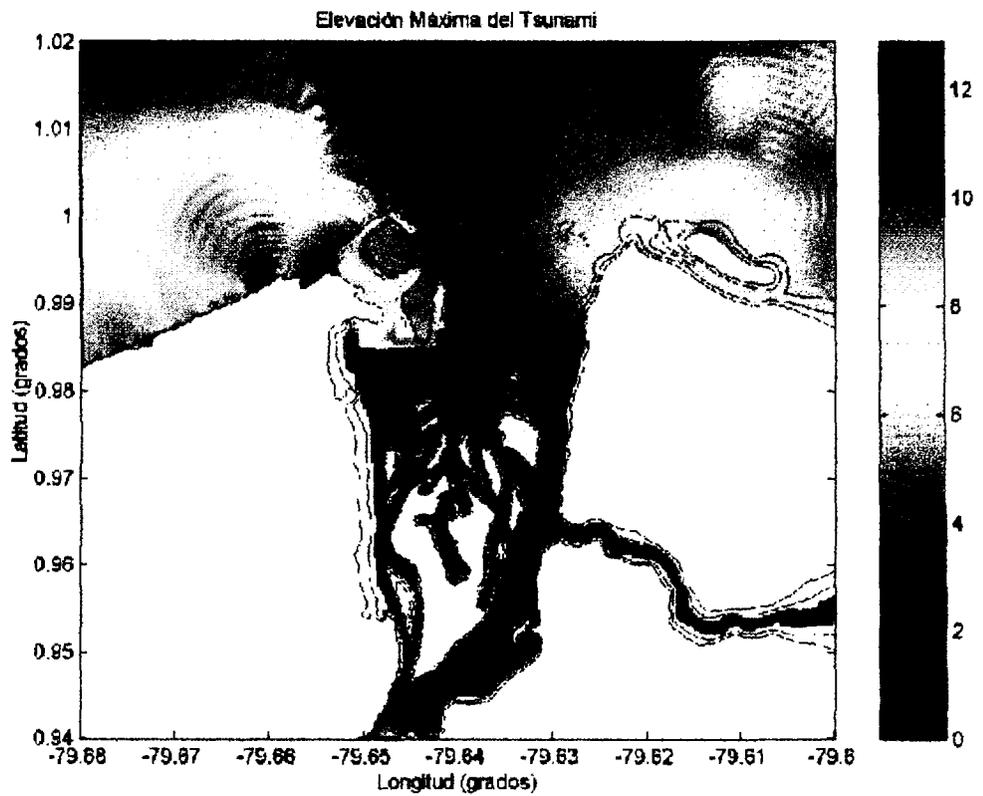
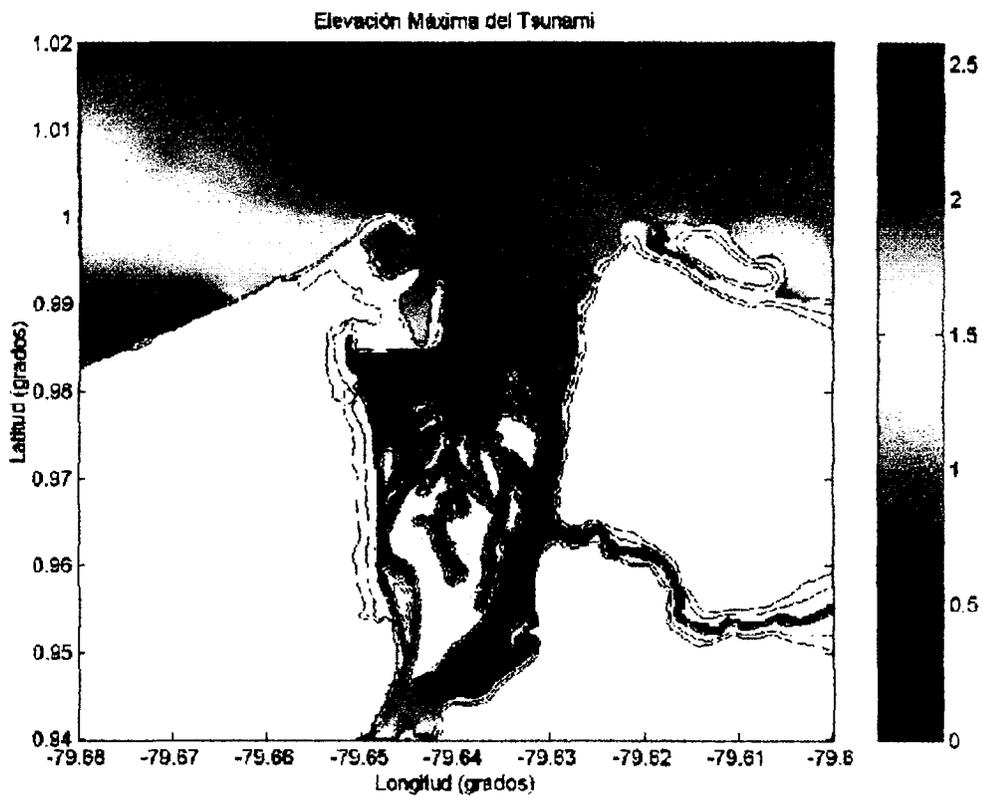


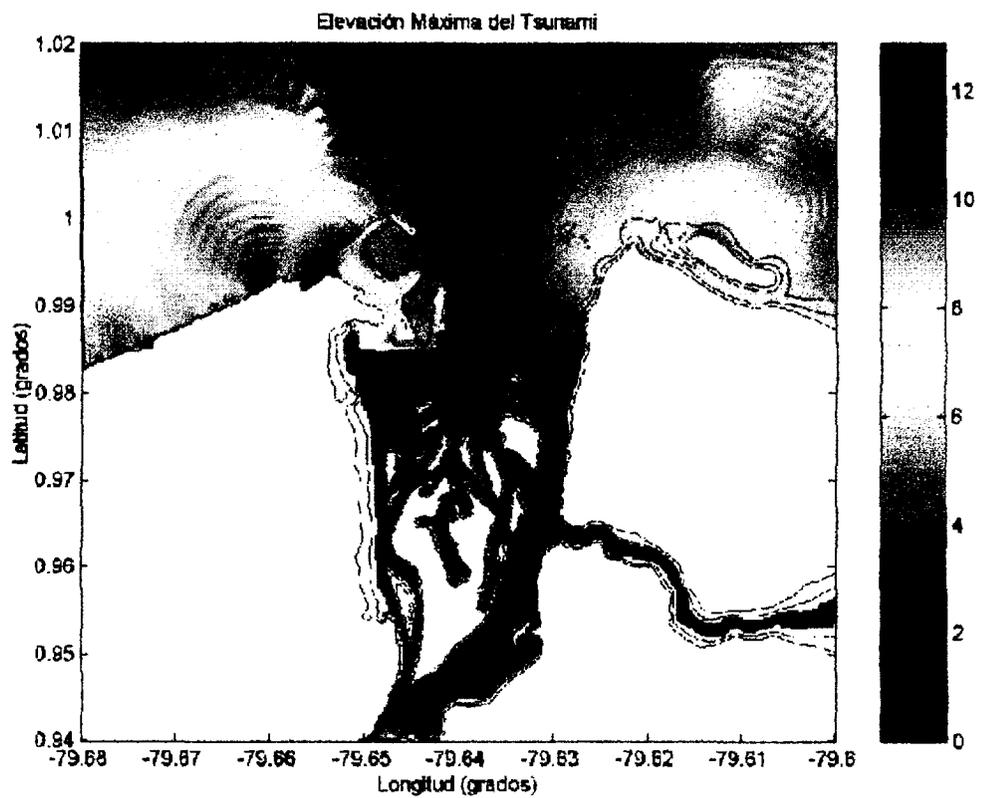
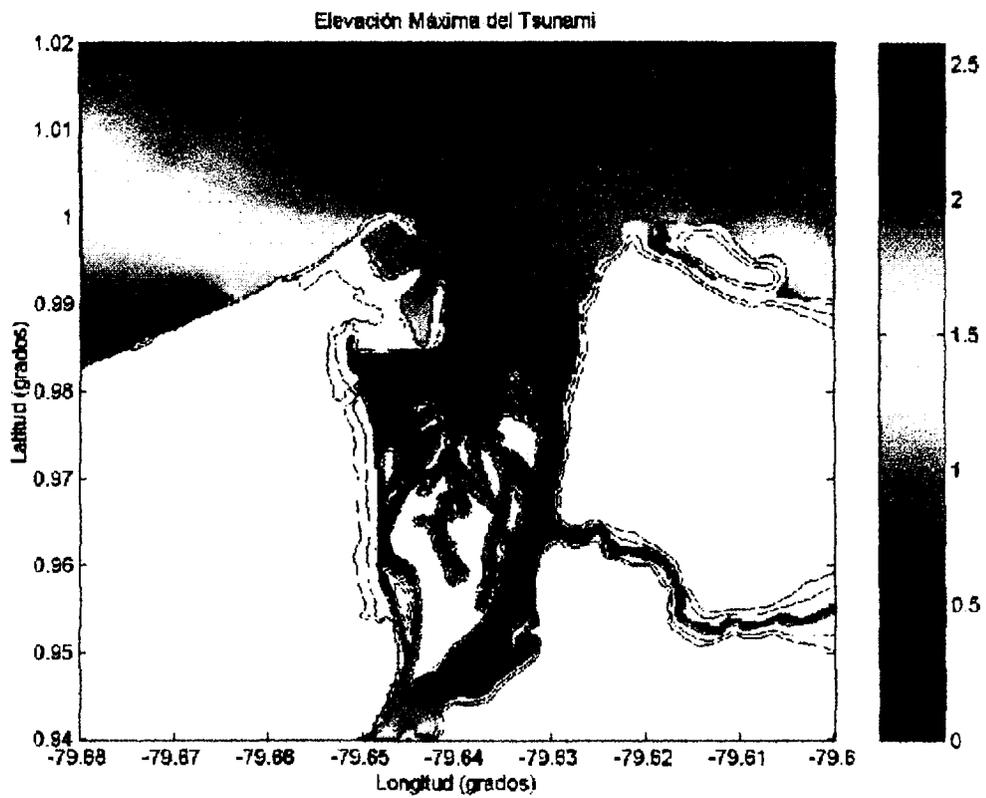
FUENTE: Arreaga 2004

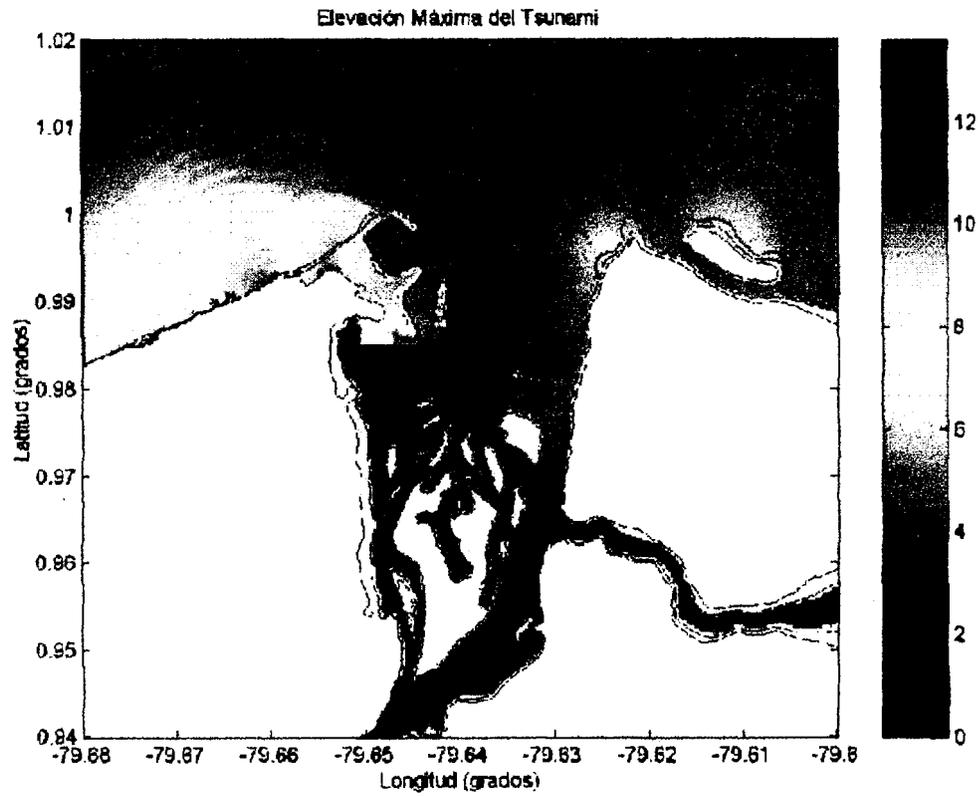
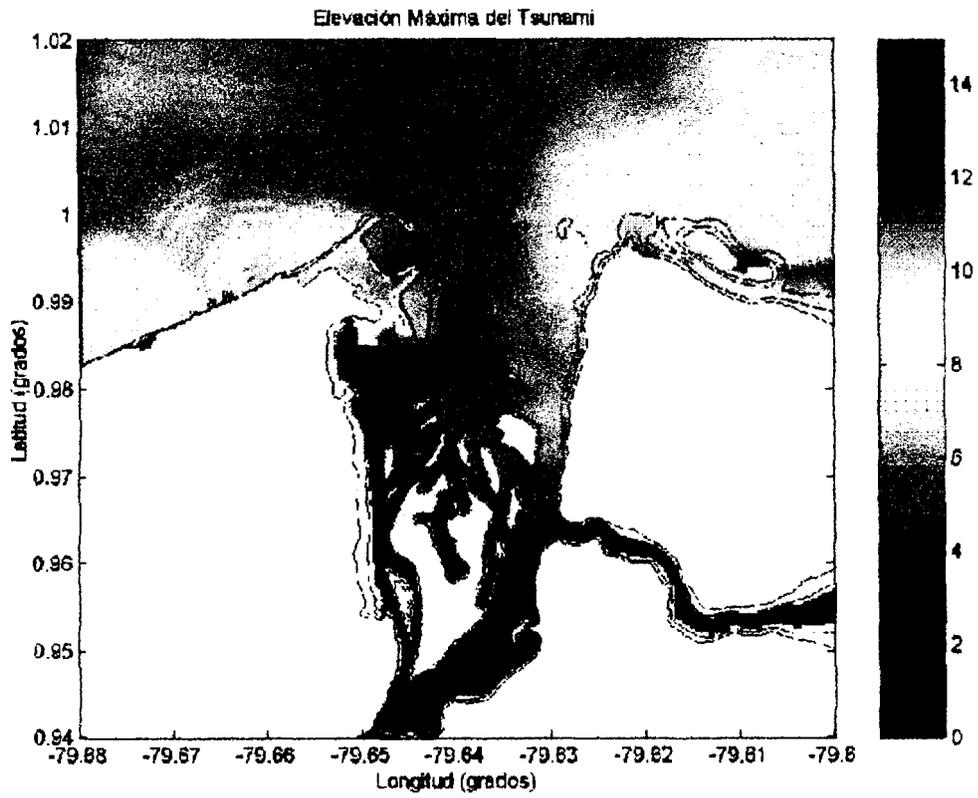
ANEXO IV: SALIDAS DEL MODELO PARA DIFERENTES ESCENARIOS SISMICOS



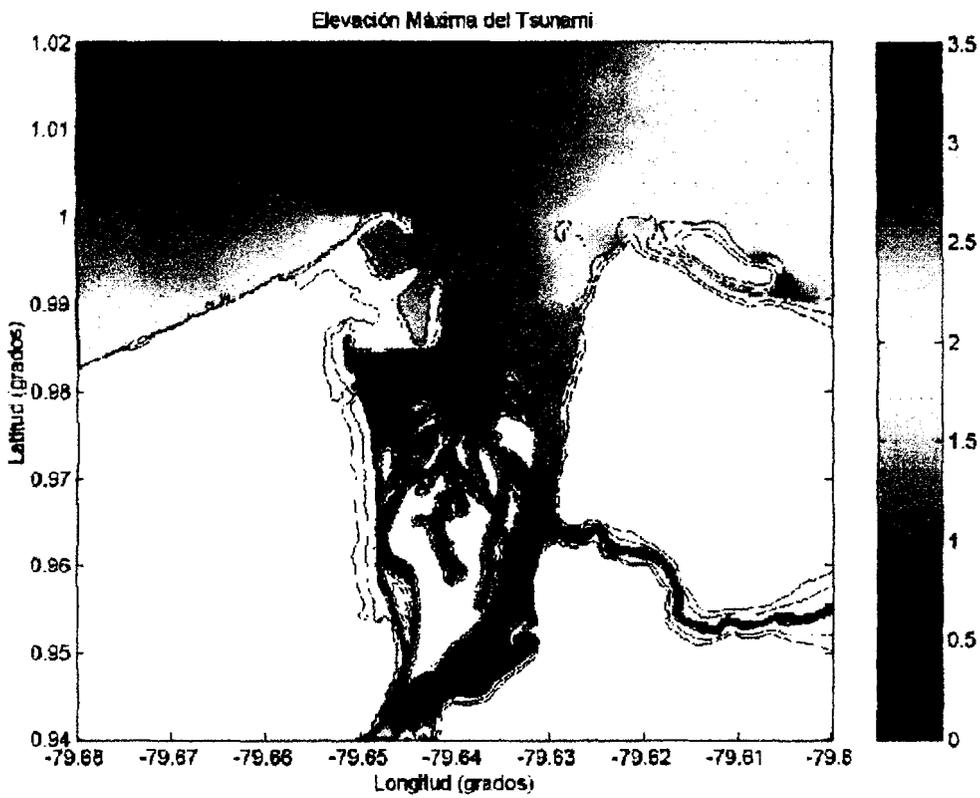
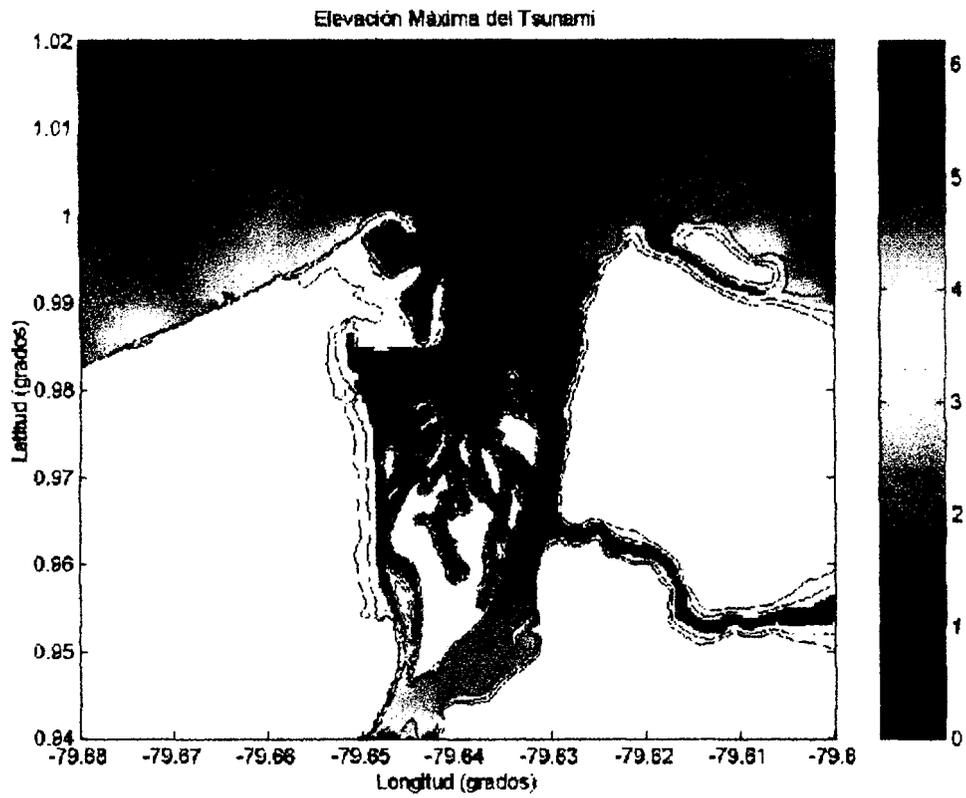




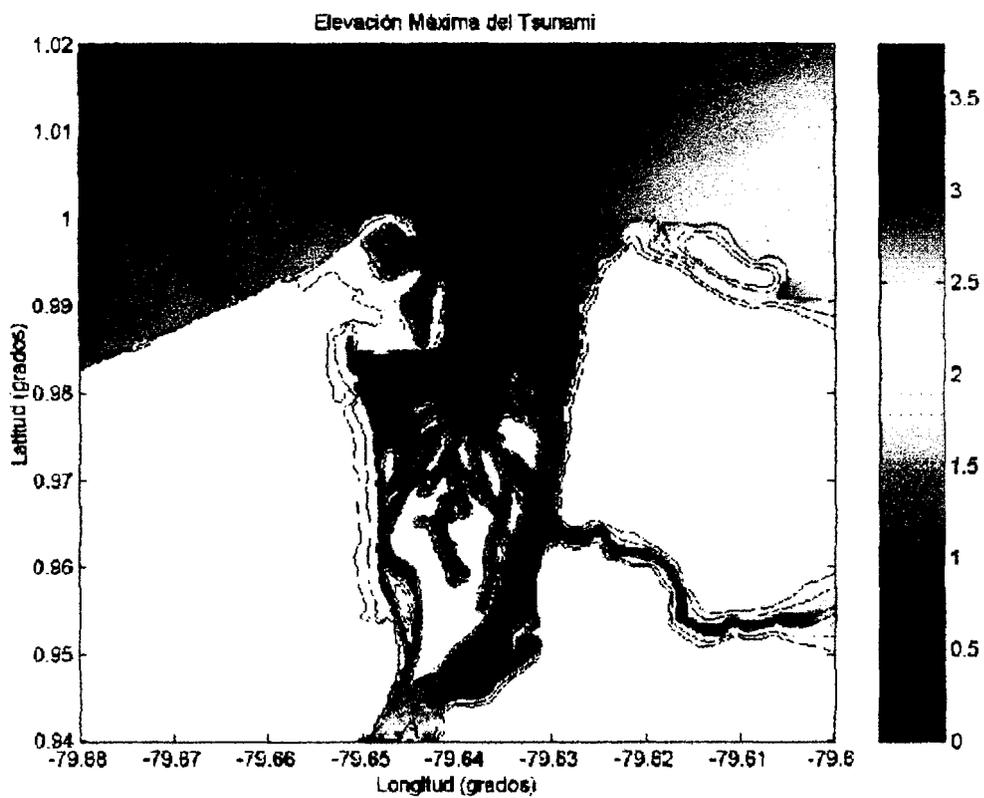
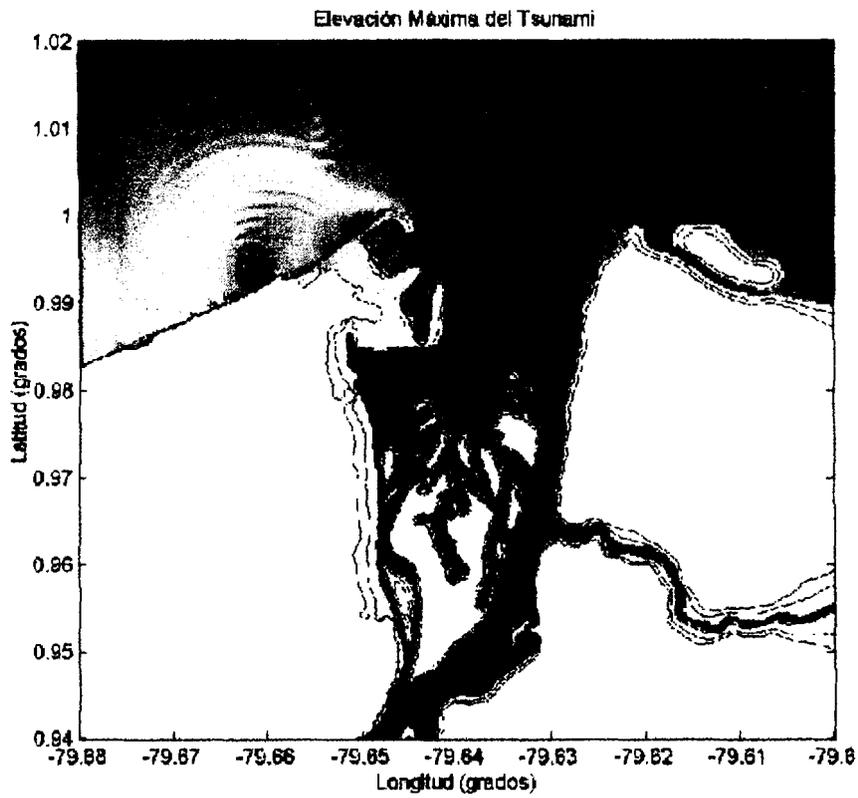




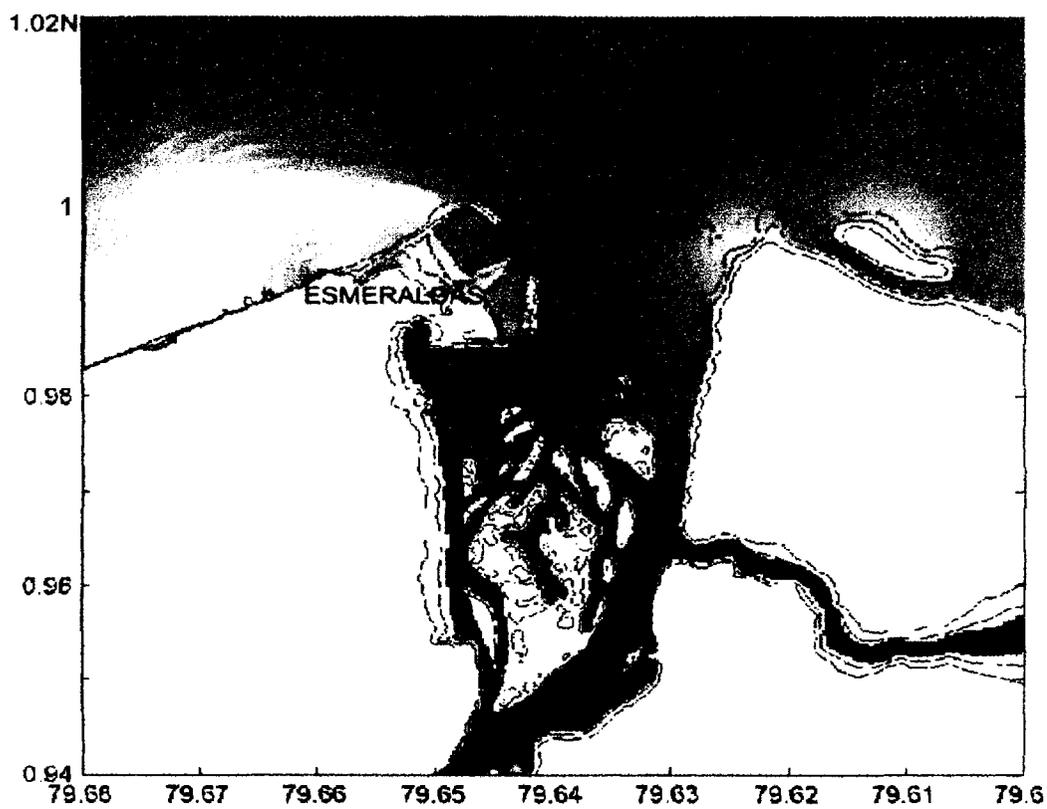
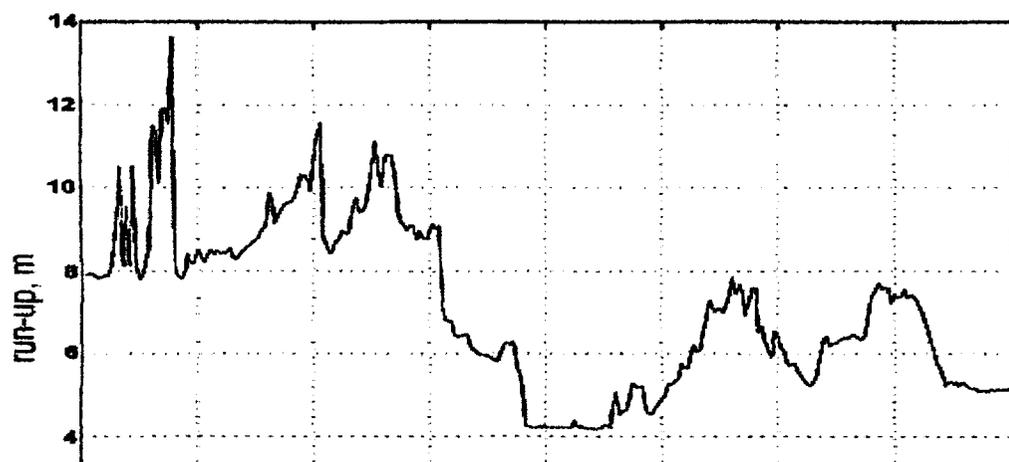
FUENTE: Arreaga 2004



FUENTE: Arreaga 2004



FUENTE: Arreaga 2004



FUENTE: Arreaga 2004

GLOSARIO DE TERMINOS

Amenaza.- probabilidad que ocurra un fenómeno o evento potencialmente dañino dentro de un área y período de tiempo dado.

Análisis De Vulnerabilidad.- proceso para determinar el valor arriesgado y la susceptibilidad de los bienes expuestos a una amenaza específica.

Cinturón Sísmico.- zona prolongas donde hay actividad sísmica. Por ejemplo el Cinturón del Pacífico, Mediterráneo, Rocky Mountain en E.E.U.U. El 60% de los sismos o terremotos se producen en el Cinturón Sísmico del Pacífico.

Deriva Continental.- teoría expuesta por Alfred Wegener en la que se decía que los continentes de la Tierra eran originalmente una masa de tierra que se fue separando y emigrando para formar los continentes.

Desastre.- interrupción seria en el funcionamiento de una sociedad causando vastas pérdidas a nivel humano, material o ambiental, suficientes para que la sociedad afectada no pueda salir adelante por sus propios medios.

Deslizamiento.- movimiento abrupto de tierra y rocas en una pendiente en respuesta a la fuerza de gravedad. Los deslizamientos pueden ser ocasionados por un terremoto u otro fenómeno natural. Los deslizamientos bajo el mar pueden causar tsunamis.

Distancia Epicentral.- distancia medida o calculada sobre la superficie de la Tierra entre un punto de observación y el epicentro de un sismo.

Distancia Hipocentral.- distancia calculada entre el hipocentro sísmico y un punto sobre la superficie de la Tierra.

Emergencia.- evento repentino e imprevisto, que hace tomar medidas inmediatas para minimizar sus consecuencias.

Enjambre de terremotos.- serie de sismos menores, que no han sido identificados como importantes y que ocurren en determinado momento y lugar.

Epicentro.- punto en la superficie de la tierra ubicado en la proyección vertical del hipocentro. Usualmente se ubica mediante latitud y longitud geográfica.

Estación sismográfica.- lugar donde uno o más sismógrafos monitorean.

Evaluación de la amenaza.- proceso mediante el cual se determina la posibilidad que un fenómeno se manifieste, con cierto grado de severidad, durante un período definido y en un área determinada. Representa la recurrencia estimada y la ubicación geográfica de eventos probables.

Falla geológica.- fractura o zona de fractura a lo largo de la cual ha ocurrido un desplazamiento diferencial paralelo a la fractura de dos bloques en contacto. El desplazamiento puede ser de milímetros a muchos kilómetros.

Falla geológica activa.- fractura o zona de ruptura a lo largo de la cual haya evidencias de haber ocurrido desplazamientos en el pasado geológico reciente y/o en la cual ocurren desplazamientos con o sin actividad sísmica.

Gal.- aceleración de un centímetro por segundo. En prospección geofísica se usa el miligal (0.001 Gal). El nombre de esta unidad de aceleración es en honor al astrónomo y físico Galileo Galilei.

Geofísica.- es la aplicación de las teorías y procedimientos de las ciencias físicas al estudio de la tierra y sus fenómenos.

Hipocentro o foco.- punto en el interior de la tierra donde se inicia la ruptura que causa el sismo. Es localizado mediante su latitud, longitud y profundidad.

Hora o tiempo de llegada u origen de un sismo.- tiempo que corresponde al instante en que se inicia la ruptura en el interior de la tierra que da origen a las ondas sísmicas detectadas por los sismógrafos. Se lo puede expresar en tiempo local o universal.

Hora o tiempo local.- tiempo que corresponde a una región en el globo terrestre de acuerdo a longitud geográfica con respecto al meridiano estándar de referencia: el Meridiano de Greenwich o París. Cada 15° de longitud corresponden a una hora de tiempo.

Falla geológica.- fractura o zona de fractura a lo largo de la cual ha ocurrido un desplazamiento diferencial paralelo a la fractura de dos bloques en contacto. El desplazamiento puede ser de milímetros a muchos kilómetros.

Falla geológica activa.- fractura o zona de ruptura a lo largo de la cual haya evidencias de haber ocurrido desplazamientos en el pasado geológico reciente y/o en la cual ocurren desplazamientos con o sin actividad sísmica.

Gal.- aceleración de un centímetro por segundo. En prospección geofísica se usa el miligal (0.001 Gal). El nombre de esta unidad de aceleración es en honor al astrónomo y físico Galileo Galilei.

Geofísica.- es la aplicación de las teorías y procedimientos de las ciencias físicas al estudio de la tierra y sus fenómenos.

Hipocentro o foco.- punto en el interior de la tierra donde se inicia la ruptura que causa el sismo. Es localizado mediante su latitud, longitud y profundidad.

Hora o tiempo de llegada u origen de un sismo.- tiempo que corresponde al instante en que se inicia la ruptura en el interior de la tierra que da origen a las ondas sísmicas detectadas por los sismógrafos. Se lo puede expresar en tiempo local o universal.

Hora o tiempo local.- tiempo que corresponde a una región en el globo terrestre de acuerdo a longitud geográfica con respecto al meridiano estándar de referencia: el Meridiano de Greenwich o París. Cada 15° de longitud corresponden a una hora de tiempo.

Hora o tiempo universal (UTC).- tiempo universal coordinado que corresponde al meridiano universal de referencia Meridiano de Greenwich o París. Este tiempo, por convención internacional, se utiliza para la observación y descripción de todo fenómeno geofísico y astronómico. Es el sistema más común de la medida del tiempo. También se denomina GMT.

Impacto.- efecto que produce en alguien o algo un suceso o acción.

Mareógrafo.- instrumento para registrar y medir las oscilaciones de las mareas.

Mitigación.- planificación y ejecución de medidas de intervención dirigidas a reducir o disminuir el riesgo. La mitigación es el resultado de la aceptación que no es posible controlar el riesgo totalmente; es decir que en muchos casos no es posible impedir o evitar los daños y consecuencias, sino sencillamente atenuarlas.

Onda.- alteración del equilibrio de un cuerpo o de un medio en el cual se propaga una perturbación de un punto a otro a través del medio con un movimiento recurrente continuo. Un movimiento oscilatorio manifestado por la subida y bajada de la superficie.

Onda sísmica marina.- son ondas conocidas como tsunamis que se producen por terremotos o sismos submarinos.

Peligro natural.- probabilidad de ocurrencia de un fenómeno natural potencialmente dañino, de una magnitud dada, para un período específico y una localidad o zona desconocida. Terremotos, maremotos, actividad

volcánica, inundaciones, aludes, aluviones. Deslizamientos de tierra, derrumbes, hundimientos, son algunos de los peligros naturales.

Plan de contingencia.- componente del plan de emergencias y desastres que contiene los procedimientos para la pronta respuesta en caso de presentarse un evento específico.

Plan de emergencia.- definición de políticas, organización y métodos, que indica la manera de enfrentar una situación de emergencia o desastre, en lo general y en lo particular, en sus distintas fases.

Prevención.- medidas y acciones dispuestas con anticipación con el fin de evitar o impedir que se presente un fenómeno peligroso o para reducir sus efectos sobre la población, los bienes, los servicios y el ambiente.

Pronóstico.- determinación de la probabilidad que un fenómeno se manifieste, en base al estudio de su mecanismo físico generador, al monitoreo del sistema perturbador y /o al registro de eventos en el tiempo.

Réplicas.- sismos de magnitudes menores que la del sismo principal que se inician inmediatamente después del sismo principal y duran por varios meses o años, dependiendo del tamaño y clase del sismo principal. Normalmente el número de eventos por unidad de tiempo así como la magnitud máxima decrecen con el tiempo.

Sismicidad.- actividad de un terremoto o sismo.

Riesgo.- estimación matemática de probables pérdidas de vidas, daños a los bienes materiales, propiedad y la economía, para un período específico y un área conocida. El riesgo (R) se estima en función de la magnitud del peligro

(P) y el grado de vulnerabilidad (V), teniendo la siguiente relación probabilística: $R = P * V$.

Sismo.- movimiento de imperceptible o ligeramente perceptible a sacudimiento violento de la tierra, producido por el paso de las ondas generadas por el desplazamiento repentino de las rocas por debajo de la superficie de la tierra. Solamente se ha detectado sismos desde la superficie exterior de la tierra hasta 700 km de profundidad aproximadamente.

Sismología.- disciplina de las ciencias geofísicas que tiene que ver con el estudio de los sismos y las propiedades elásticas de la tierra. La ciencia de los sismos que estudia todo lo relacionado a su origen, fuerza, duración, distribución geográfica, recurrencia, impacto, etc.

Sistema.- conjunto de reglas o principios sobre una materia relacionados entre sí. Conjunto de cosas que. Ordenadamente relacionadas entre sí contribuye a un fin determinado.

Subducción.- proceso por medio del cual una capa de la litosfera colisiona con otra y es forzada a descender debajo de la otra hacia el manto terrestre.

Vulnerabilidad.- factor de riesgo interno de un elemento o grupo de elementos expuestos a una amenaza, correspondiente a su predisposición intrínseca a ser afectado o de ser susceptible a sufrir daño. La diferencia de vulnerabilidad del contexto social y material expuesto ante un fenómeno peligroso, determinan el carácter selectivo de la severidad de sus efectos. Se expresa en términos de probabilidad, en porcentaje de 0 a 100.

Temblor.- sismo sensible que no produce mayores daños en el ambiente constructivo.

Terremoto.- sismo violento y destructor

Tiempo de travesía.- tiempo que se requiere para que una onda viaje desde la fuente sísmica hasta un punto de observación.

Zona de ruptura.- área en la tierra donde ocurren las fallas durante el terremoto o sismo. Para sismos muy pequeños esta zona podría tener agujeros pero en caso de un gran terremoto la zona de ruptura se podría extender varios cientos de kilómetros a lo largo y algunos kilómetros a lo ancho.

Zona sísmica.- región donde se sabe que ocurren los terremotos o sismos

