

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA DE FÍSICA



MODELADO NUMÉRICO DE TSUNAMI EN VENEZUELA

Trabajo Especial de Grado presentado por
Juan Espinoza
ante la Facultad de Ciencias de la
ilustre Universidad Central de Venezuela
como requisito parcial para optar al título
de: **Licenciado en Física**

Con la tutoría de: Dr. Mauricio González
Dr. Alberto Bellorín

Octubre-2014
Caracas-Venezuela

Escuela de Física

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA DE FÍSICA



MODELADO NUMÉRICO DE TSUNAMI EN VENEZUELA

Trabajo Especial de Grado presentado por
Juan Espinoza
ante la Facultad de Ciencias de la
ilustre Universidad Central de Venezuela
como requisito parcial para optar al título
de: **Licenciado en Física**

Con la tutoría de: Dr. Mauricio González
Dr. Alberto Bellorín

Octubre-2014
Caracas-Venezuela



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA DE FÍSICA



VEREDICTO

Quienes suscriben, miembros del Jurado designado por el Consejo de la Escuela de Física de la Facultad de Ciencias de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el Trabajo Especial de Grado presentado por **Juan Espinoza**, Cédula de Identidad No. 20033268, bajo el título “**Modelado Numérico de Tsunami en Venezuela**”, a los fines de cumplir con el requisito legal para optar al grado de **Licenciado en Física**, dejan constancia de lo siguiente:

1. Leído como fue dicho trabajo por cada uno de los miembros del Jurado, éste fijó el día 19 de octubre de 2014, a las 11:00 am, para que el autor lo defendiera en forma pública, lo que éste hizo en la sala de seminarios Guillermo Ruggeri de la Escuela de Física, mediante un resumen oral de su contenido, luego de lo cual respondió satisfactoriamente a las preguntas que le fueron formuladas por el jurado; todo ello conforme a los artículos 20, 21, 22, 25, 26 y 28 de la Normativa de Trabajo Especial de Grado de la Licenciatura en Física de la Facultad de Ciencias de la UCV vigente.
2. Finalizada la defensa pública del trabajo, el jurado decidió aprobarlo por considerar que se ajusta a lo dispuesto y exigido en la Normativa de Trabajo Especial de Grado de la Licenciatura en Física de la Facultad de Ciencias de la UCV vigente en sus artículos 1, 5 y 6.

En fe de lo cual se levanta la presente acta a los 20 días del mes de octubre del año 2014, dejándose también constancia de que, conforme a la normativa jurídica vigente, actuó como Coordinador del Jurado el Tutor del Trabajo Especial de Grado, **Dr. Alberto Bellowín**. Firma del jurado examinador

Dra. Menganita
1428571
UCV

Prof. Perencejo
714285
UCV

Dr. Alberto Bellowín
3141593
UCV

Dedicatoria

*Al amor de Dios
y
a mis tres mujeres
Te amo papa*

Agradecimientos

- A Dios, contigo todo sin ti nada!
- A mi mamá, eres una gran persona y te amo.
- A mi papá, se que donde quiere que estes me has ayudado.
- A mis hermanas, este triunfo es de ustedes.
- A la ilustre Universidad Central de Venezuela, por darme la oportunidad de crecer como persona.
- A los miembros del laboratorio de
- Al Dr. Mauricio González por darme la oportunidad de hacer pasantías y este proyecto en el Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria.
- Al Dr. Iñigo Aniel por toda la colaboración y paciencia
- A Pedro Garcia y a toda su familia por toda la ayuda prestada durante mi estadia en Santander, España.

Resumen

En este trabajo se realizó un estudio numérico de un Tsunami histórico en Venezuela. La herramienta de análisis numérico de tsunamis que se utiliza es el Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model (COMCOT), desarrollado por la Universidad de Cornell. El modelo numérico COMCOT resuelve las llamadas Shallow water equations para simular la propagación de eventos de tsunami. Para ello requiere de los datos topo-batimétricos de la zona de estudio y de los parámetros que definen el mecanismo focal de terremoto que genera el evento. Para optimizar este estudio se desarrolló una interfaz gráfica llamada JC-COMTSU, con el fin de facilitar la integración y el modelado de los tsunamis. La JC-COMTSU fue validada con datos conocidos del Mar de Alborán y posteriormente fue utilizado para modelar un Tsunami histórico en el norte de la Vela de Coro, Venezuela.

Lista de figuras	15
Lista de tablas	17
1. Introducción	19
2. Marco Teórico	21
2.1. Los Tsunamis	21
2.1.1. Posibles fuentes de generación de tsunami	23
2.1.2. Batimetría	25
2.1.3. Ecuaciones que gobiernan la propagación de tsunami	26
2.2. Técnica Computacional	30
2.2.1. Método de Diferencias Finitas	30
2.2.2. COMCOT	32
3. Modelo Numérico	35
3.1. COMCOT	35
3.1.1. Descripción	35
3.1.2. Interfaz gráfica JC-COMCOT	38
3.2. Zonas de Estudio	40
3.2.1. Melilla, Marruecos	40
3.2.2. Península de Paraguaná, Venezuela	41
3.2.3. Batimetría	42
3.3. Tsunami en Venezuela	44
3.3.1. Posibles fuentes de tsunami	44
3.3.2. Historia	45
4. Resultados	47
4.1. Interfaz gráfica JC-COMCOT	47
4.1.1. Validación de la JC-COMCOT	48
4.1.2. Conclusiones	52

4.2. Simulación del Tsunami generado frente a la Península de Paraguaná en 1955	53
4.2.1. Conclusiones	56
5. Conclusiones	57
A. Localidades de Venezuela afectadas por Tsunamis históricos	59
B. Código de algunos botones programados	61
C. Parámetros focales de las fallas del Mar de Alborán	65
D. Expresiones equivalentes a las algebraicas en diferencias finitas	67
E. Cálculo del error en el método de diferencias finitas (MDF)	69

ÍNDICE DE FIGURAS

2.1.	Altura de ola en un instante de tiempo	23
2.2.	Volcán Submarino, posible fuente generadora de tsunami	23
2.3.	Movimiento sísmico normal a la superficie, posible fuente generadora de tsunami	24
2.4.	Impacto de meteorito, posible fuente generadora de tsunami	24
2.5.	Deslizamiento de masa, posible fuente generadora de tsunami	25
2.6.	Esquema para la resolución de EDPs usando diferencias finitas	30
2.7.	Malla del dominio discretizado	31
2.8.	La superficie en rojo se denota como el plano de falla	33
3.1.	Archivo de configuraciones del COMCOT (comcotctl)	36
3.2.	Menú principal de la JC-COMCOT	38
3.3.	Menú para la selección de la batimetría, área de estudio	38
3.4.	Menú para la selección del tipo de evento que originó el tsunami en estudio	39
3.5.	Menú para la visualización de los resultados	40
3.6.	Batimetría del Mar de Alborán [26]	41
3.7.	Batimetría del Mar Caribe [26]	42
3.8.	Base de datos de las Cartas Batimétricas Generales de los Océanos (GEBCO)	43
3.9.	Mapa de la Sismicidad histórica en Venezuela (FUNVISIS 2010)	44
3.10.	Arco de fuego de las Antillas Menores o Arco volcánico del Caribe	45
3.11.	Tsunamis históricos del área del caribe (Fuente: [18])	45
4.1.	Menú principal de la interfaz JC-COMCOT	48
4.2.	Izquierda: archivo original de configuraciones, Derecha: archivo de configuraciones generado por JC-COMCOT	48
4.3.	Tiempo de duración total en la simulación: (a) $t_{total} = 7\text{min}$, (b) $t_{total} = 20\text{min}$, (c) $t_{total} = 40\text{min}$ y (d) $t_{total} = 60\text{min}$ del Mar de Alborán	49
4.4.	Número y localización de los puntos donde se realizó el mareograma sintético, Mar de Alborán	50
4.5.	Máximos de amplitud de onda	52
4.6.	Simulación en tiempo $t_{total} = 6\text{min}$ (a), $t_{total} = 10\text{min}$ (b), $t_{total} = 19\text{min}$ (c) y $t_{total} = 29\text{min}$ (d) en la Península de Paraguaná	53

4.7. Número y localización del punto 1 (latitud 11.8297 m, longitud 289.7432 m) y del punto 2 (latitud 12.3198 m, longitud 288.7532 m) donde se realizó el mareograma sintético, Península de Paraguaná	54
4.8. Máximos de amplitud de onda, Península de Paraguaná	55

ÍNDICE DE CUADROS

2.1.	Escala de grados de Tsunami [21], donde M ($^{\circ}$) es la magnitud del tsunami, H (m) es la altura de la ola y el Run-up (m) es la máxima cota de inundación	22
2.2.	Parámetros del modelo COMCOT para cada una de las fuentes	34
3.1.	Parámetros generales usados para la simulación de tsunamis: tiempo físico de la ejecución (t), intervalo de tiempo de guardado de datos (T) y fuente que ocasionó el tsunami	36
3.2.	Parámetros de la fuente sísmica: longitud (L), ancho (W), ángulo del plano de falla respecto a la dirección norte (θ), ángulo entre la superficie horizontal y el plano de falla (δ), ángulo en sentido antihorario en el plano de la falla (λ), profundidad focal (FD), dislocación (D)	37
3.3.	Parámetros de la malla: tamaño longitudinal de la celda ($\Delta x = \Delta y$), dimensiones de la malla ($n_x * n_y$) en las coordenadas x e y respectivamente	37
3.4.	Dominio de integración, dimensiones de la malla	41
3.5.	Dominio de integración, dimensiones de la malla	41
3.6.	Identificación de puntos de estudio en la simulación realizada en el Mar de Alborán	43
4.1.	Resultados obtenidos en la simulación realizada con datos de la falla “Alboran Ridge South Fault (E-S)” en el Mar de Alborán: máxima cota de inundación (Run-up), tiempo de arribo a la costa (t_2), tiempo de arribo de la ola mas alta a la costa (t_1)	51
4.2.	Izquierda: Mareograma sintético generado en el punto 3, Marruecos. Derecha: Mareograma sintético generado en el punto 6, Costa de España	51
4.3.	Izquierda: Mareograma sintético generado en el punto 2, Norte de la Península de Paraguaná. Derecha: Mareograma sintético generado en el punto 1, Vela de Coro	54
4.4.	Datos de los efectos del tsunami obtenidos en la Península de Paraguaná: tiempo de arribo de la ola mas alta a la costa (t_1), máxima cota de inundación (Run-up)	55
A.1.	Registro de Tsunamis históricos en Venezuela	59

A.2. Registro de Tsunamis históricos en Venezuela	60
C.1. Parámetros de las fallas del Mar de Alborán [27]	65

Los tsunamis constituyen uno de los fenómenos naturales de mayor relevancia en el mundo por sus características desastrosas. A lo largo de la historia, el planeta ha enfrentado grandes embates de tsunamis [1], los cuales han ocasionado importantes daños en algunas sociedades tales como USA (1906) [2], Indonesia (2004) [3], Perú (2001) [4], Chile (2010) [5], Japón (2011) [6], entre otros. Un aspecto que podemos considerar positivo es que estos tsunamis han permitido que la humanidad haya acumulado conocimientos, que ayudan a entender las causas de estos eventos e iniciar procesos de preparación, divulgación y adaptación orientados a reducir los riesgos y mitigar sus efectos en la población.

Para estudiar los fenómenos de tsunami se han desarrollado diversos modelos numéricos como [7]: TUNAMI-N2, ANUGA, MOST, VOF, NTC, MIKE21, TUNA, el desarrollado por Abdul [8], el de Pelinovsky et al [9], el COMCOT [10], entre otros. Todos estos modelos numéricos de propagación de oleajes resuelven las 3 fases del tsunami: Generación, propagación e inundación. Cabe destacar que algunos resuelven mejor unas etapas que otras, pero al comparar todas las fases, COMCOT es uno de los mejores, además de ser gratuito y ha sido utilizado para investigar diversos Tsunamis históricos, como los de Indonesia 2004, Japón 2011, Samoa 2009, China 1960 [11].

Debido a las grandes cantidades de pérdidas humanas así como económicas, que han dejado los Tsunamis a lo largo de la historia, como el ocurrido en Indonecia el 26 de diciembre de 2004 [13], la UNESCO (Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura) y el centro de información de tsunami a nivel internacional, sugirió a todos los países crear un sistema de alerta de tsunami, tanto local como regional [14]. Así mismo la UNESCO ha realizado ejercicios de alerta temprana en los cuales Venezuela ha sido uno de los países participantes en las simulaciones de tsunami en el caribe [15], recreando el tsunami que afecto a la Vela de Coro el 18 de enero de 1955, considerando un punto mas cercano a la costa para analizar las consecuencias de un tsunami local.

Por otro lado, estudios de paleotsunamis han permitido determinar las características

de Tsunamis históricos en las costas Venezolanas [16, 17, 18]. Por ejemplo el Tsunami ocurrido en Puerto Tuy, Edo. Miranda, en octubre de 1900, el cual fue generado por un sismo de magnitud 7,7. Así mismo se pudo verificar la ocurrencia de un Tsunami en Anzoátegui, el 17 de enero 1929, generado por un sismo de magnitud 6,7. La mayoría de los tsunamis ocurridos en Venezuela tienen como epicentro las Islas Vírgenes y sus alrededores [17], por ello es natural que al llegar la ondas a las costas del país no ocasionen grandes daños, ya que se han dispersado en el Mar Caribe.

Actualmente la simulación numérica es una de las herramientas de mayor efectividad para el estudio y análisis de la generación, propagación y de los efectos de los tsunamis a su arribo a la zona costera. En este trabajo se usa un software (COMCOT) capaz de modelar las ondas de un Tsunami y su propagación, para ello es necesario resolver las ecuaciones de propación de un tsunami para obtener el tiempo de arribo y la altura del tsunami en la costa. Es de nuestro interés particular simular el Tsunami histórico que afectó a la Vela de Coro ocurrido el 18 de enero de 1955 [19], la elección de este evento se basa en que se contó con la información específica acerca de los parámetros sísmicos asociados a este Tsunami a diferencia de otros eventos históricos.

Para facilitar la simulación se creó una interfaz gráfica que con el fin de integrar las herramientas del modelado numérico de tsunami, esta interfaz fue validada con simulaciones realizadas de datos provenientes del Mar de Alborán [20]. En los siguientes capítulos se explica la teoría de ondas que describen el comportamiento de los tsunamis y otros aspectos necesarios para relizar una simulación con el modelo COMCOT,

Se presentarán algunos de los conceptos más importantes para el desarrollo de este trabajo. El capítulo está dividido en dos secciones relevantes, la primera: referida a las definiciones y características en el estudio de los tsunamis que se emplearan en esta investigación y la segunda corresponde a la técnica computacional utilizada en el software empleado.

2.1. Los Tsunamis

Tsunami es una palabra japonesa representada por dos caracteres, el carácter superior, tsu significa puerto, mientras que el carácter inferior, nami, significa ola. Un tsunami es una ola o serie de olas que se producen en una masa de agua al ser empujada violentamente por una fuerza que la desplaza verticalmente.

Los tsunamis se pueden clasificar según la distancia donde se originó la deformación del lecho marino y la región inundada en:

- Tsunamis Transoceánicos se originan a más de 700 km de la región de estudio.
- Tsunamis Regionales se originan en un margen entre 100 km y 700 km
- Tsunamis locales (0 a 100 km) son los más devastadores, pues los tiempos de arribo a la costa son muy cortos y es difícil prevenir a la comunidad de este fenómeno.

El tsunami es generado debido a una alteración en la profundidad del océano, casi siempre es debido a un terremoto bajo el agua, lo que provoca una onda que se desliza hacia todas las direcciones desde el epicentro del terremoto submarino. Puede recorrer cientos e incluso miles de kilómetros antes de tocar tierra firme. Las características geológicas, como arrecifes, bahías, entradas de ríos y formaciones submarinas, pueden disipar la energía de un tsunami.

Los tsunamis pueden causar grandes destrozos y una gran pérdida de vidas en pocos minutos en las zonas cercanas, en cuestión de horas en las zonas más alejadas del origen, incluso en el otro extremo del océano. La mayoría de los tsunamis ocurren en la región del Pacífico, pero se sabe que pueden ocurrir en todos los mares y océanos. Aunque no son demasiado frecuentes, los tsunamis constituyen un peligro de destrucción significativo. Sus efectos no pueden controlarse, pero los efectos sobre nuestra sociedad pueden reducirse mediante la prevención y la educación.

En el proceso de evolución de un tsunami se identifican tres etapas:

- Formación de la ola y su propagación cerca de la fuente.
- Propagación libre de la onda en océano abierto de gran profundidad.
- Propagación de la onda en una región de borde continental y costa.

Cuadro 2.1: Escala de grados de Tsunami [21], donde M ($^{\circ}$) es la magnitud del tsunami, H (m) es la altura de la ola y el Run-up (m) es la máxima cota de inundación

M ($^{\circ}$)	H (m)	Run-up (m)	Descripción de los daños
0	< 1 - 2	1 - 1.5	No produce daños
1	2 - 5	2 - 3	Casas inundadas y botes destruidos son arrastrados
2	5 - 10	4 - 6	Hombres, barcos y casas son barridos
3	10 - 20	8 - 12	Daños extendidos a lo largo de 400 kms de la costa
4	> 30	16 - 24	Daños extendidos sobre más de 500 kms a lo largo de la línea costera

Las observaciones directas de la evolución de los tsunamis se han limitado casi exclusivamente a su etapa final de aproximación a costas. La magnitud de los efectos de un tsunami en áreas costeras, va a depender de una serie de factores físicos y de la existencia o no de emplazamientos humanos. De este modo, a continuación se describen escalas de intensidad de tsunamis, su poder destructor, sus efectos en la costa y daños ocasionados (ver Tabla 2.1). La altura de ola es igual a $H = h + \xi$, donde h es la profundidad relativa al nivel del mar y ξ es la elevación medida en cualquier instante de tiempo sobre el nivel del mar. Además la cota de inundación (Run-up) es la máxima altura en metros que posee la ola en su último contacto en tierra (ver Fig. 2.1).

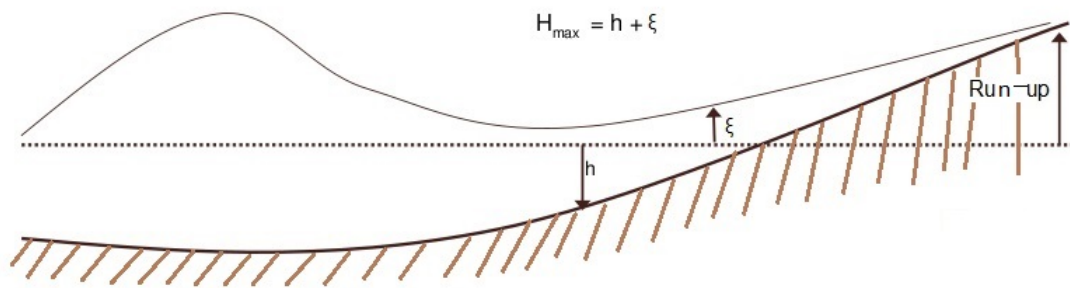


Figura 2.1: Altura de ola en un instante de tiempo

2.1.1. Posibles fuentes de generación de tsunami

Un tsunami puede ser generado por un volcán submarino, movimientos sísmicos, un meteorito o un deslizamiento de masa en el fondo marino. A continuación se describe cada una de estas fuentes:

- Volcán Submarino:** las erupciones volcánicas submarinas (ver Fig. 2.2) pueden producir ondas de tsunami verdaderamente poderosas. Se considera poco probable que un volcán mediante una erupción produzca tsunamis. Sin embargo, se mantiene el estudio de esta fuente generadora de tsunamis ya que, no se les puede observar en forma directa puesto que se trata de volcanes sumergidos.



Figura 2.2: Volcán Submarino, posible fuente generadora de tsunami

- Movimiento sísmico:** no todos los sismos generan tsunamis. Para generar un tsunami, la falla donde ocurre el sismo debe estar bajo o cerca del océano, y debe crear un movimiento vertical de hasta varios metros (ver Fig. 2.3) del piso oceánico sobre una extensa área de hasta cien mil kilómetros cuadrados. Los sismos de foco superficial a lo largo de zonas de subducción son los responsables de la mayor parte de los tsunamis destructores.

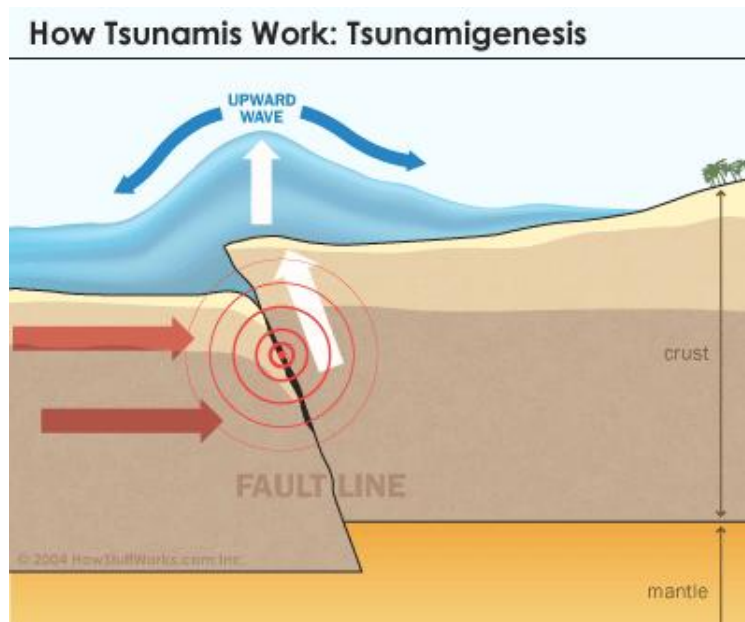


Figura 2.3: Movimiento sísmico normal a la superficie, posible fuente generadora de tsunamis

- **Impacto de meteorito:** afortunadamente para el hombre, es muy raro que meteoritos o asteroides alcancen la Tierra. La caída de meteoritos o asteroides en los océanos (ver Fig. 2.4) tiene el potencial de generar tsunamis de proporciones cataclísmicas. Los científicos que han estudiado esta posible fuente concluyeron que un asteroide medio, de unos 5-6 km de diámetro, que cayera en mitad del océano Atlántico produciría un tsunami que llegaría hasta los Apalaches, inundando dos tercios de EEUU. En ambos lados del Atlántico todas las ciudades costeras serían destruidas. El mismo asteroide impactando en el Pacífico entre las Islas Hawaii y EEUU produciría un tsunami que destruiría las ciudades costeras de Canada, EEUU y México, y cubriría la mayor parte de las zonas habitadas de las islas Hawaii.

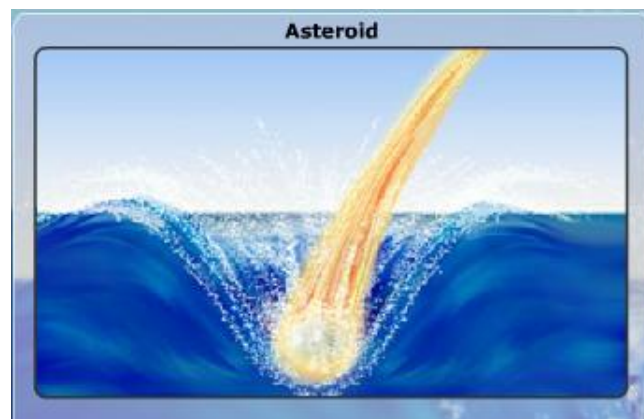


Figura 2.4: Impacto de meteorito, posible fuente generadora de tsunamis

- **Deslizamiento de masa:** las olas de tsunami pueden ser generadas por los desplazamientos de masas de agua (ver Fig. 2.5) resultantes de caídas de piedras o hielo, o por grandes corrimientos de tierras submarinas a lo largo del talud continental. Estos casos suelen producirse cuando se altera el equilibrio inestable de los fondos marinos, como consecuencia de un pequeño temblor de tierra o incluso por alteraciones inducidas por el hombre.

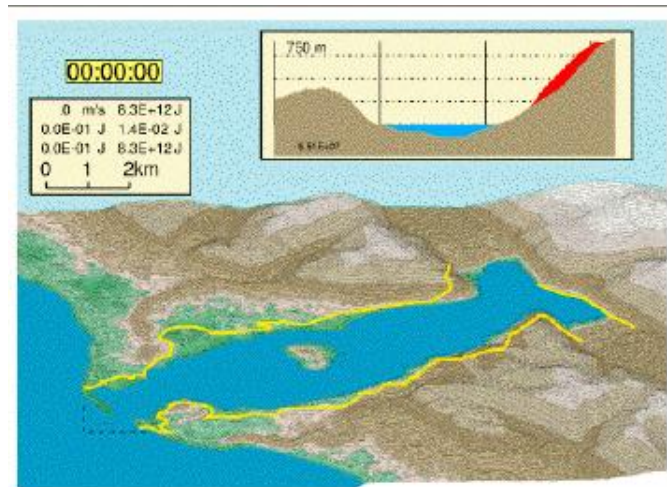


Figura 2.5: Deslizamiento de masa, posible fuente generadora de tsunami

2.1.2. Batimetría

La batimetría es el estudio de las profundidades marinas, de la tercera dimensión de los fondos lacustres o marinos. Un mapa o carta batimétrica normalmente muestra el relieve del fondo o terreno como isogramas, y puede también dar información adicional de navegación en superficie. Los mapas batimétricos provienen normalmente de un sonar montado bajo la quilla o en el lateral de un buque, lanzando una onda de sonido hacia el fondo marino. La cantidad de tiempo que tarda el sonido en ir a través del agua, rebotar en el fondo y volver, informa al equipo de la profundidad real. Para confeccionar un mapa continuo se usa un sonar de barrido ancho, consistente en docenas de ondas simultáneas, muy estrechas y adyacentes entre sí, formando un abanico de entre 90 y 180 grados.

El abanico de ondas sonoras formado por los sonares de barrido ancho permite una resolución y precisión muy alta. En general, aunque este depende de la profundidad, permite a un buque cubrir mucha más superficie del fondo marino que a base de mediciones individuales. Las ondas se actualizan por segundo normalmente de 1 a 40 Hz dependiendo de la profundidad, lo que permite al buque hacer pasadas mucho más rápidas, manteniendo una cobertura del fondo del 100%.

Cabe destacar que sensores adicionales corrigen la señal dependiendo de la inclinación y el movimiento del buque, y un girocompás proporciona información exacta de la dirección de la nave. Adicionalmente, un sistema GPS puede especificar de forma exacta la posición

del buque. Se emplean también mediciones exactas de la velocidad del sonido en el agua para calcular la refracción de las ondas de sonido al atravesar capas de agua con distinta temperatura, conductividad y presión. Un sistema informático procesa todos los datos, corrigiendo según cada uno de los factores, así como por el ángulo de cada rayo individual. Al final, mediante este conjunto masivo de datos se consigue generar un mapa de forma casi automática.

2.1.3. Ecuaciones que gobiernan la propagación de tsunami

Ya que los tsunami son grandes masas de agua en movimiento, se parte de la ecuación de (conservación de la masa (ver ec. 2.2) y conservación del momento (ver ec. 2.3)) Navier-Stokes

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u_i}{\partial x_i} \quad (2.1)$$

En esta ecuación ρ representa la densidad y u_i ($i=1, 2, 3$) las componentes cartesianas de la velocidad. Considerando que el fluido (H_2O) es incompresible entonces: $\rho = ctte$ y despreciando las variaciones de salinidad y temperatura en el tiempo. Se obtiene

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.2)$$

donde u, v y w son las velocidades en los respectivos ejes x, y y z

$$\rho \frac{D \vec{u}}{Dt} = -\vec{\nabla} P + \rho \vec{F} + \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} \quad (2.3)$$

donde \vec{F} representa la fuerza inercial o ficticia ρ la densidad del medio, $\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j}$ la variación de la fricción en el fondo, P densidad de flujo volumétrico

$$\frac{D}{Dt} (*) \equiv \frac{\partial (*)}{\partial t} + \vec{u} \nabla (*) \quad (2.4)$$

Con $\vec{u} = u(x, y, z, t)\hat{i} + v(x, y, z, t)\hat{j} + w(x, y, z, t)\hat{k}$. Considerando que se está trabajando con un reservorio Isotérmico Fluido Newtoniano entonces: Viscosidad constante en el tiempo, $\mu = ctte$

En zonas costeras el flujo es altamente turbulento por lo que hay que modificar la ec. 2.3 usando la aproximación de Reynolds $\vec{u} = \bar{u} + u'_t$ donde, \bar{u} y u'_t son las variabilidades en vertical de la velocidad. En consecuencia la ecuación de cantidad de movimiento en el eje x se puede expresar

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = f\bar{v} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{P}}{\partial x} + \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial x} \left[\mu \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} - \overline{\rho u'_t u'_t} \right] + \\ \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial y} \left[\mu \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - \overline{\rho u'_t v'_t} \right] + \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} \left[\mu \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \overline{\rho u'_t w'_t} \right] \end{aligned} \quad (2.5)$$

En la expresión 2.5 el término $-\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial x} \overline{\rho u'_t u'_t}$ es conocido como tensión de Reynolds.

Realizando el desarrollo anterior en el eje y se llega a una expresión similar, mientras en el eje z se debe utilizar la hipótesis de onda larga $L \gg h \rightarrow \frac{Dw}{Dt} \approx 0$ entonces se obtiene $\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g$

Para flujos que cumplan determinadas condiciones ¹, Boussinesq sugirió que se pueden despreciar las variaciones de densidad en el fluido excepto en el término de gravedad donde aparece el producto ρg . Para introducir esta hipótesis en las ecuaciones de movimiento:

$$P = P_o + P' \quad (2.6)$$

$$\rho = \rho_o + \rho' \quad (2.7)$$

Aplicando las ecuaciones 2.6 y 2.7 en la ecuación de conservación de cantidad de movimiento:

- Eje x

$$\rho_o \frac{Du}{Dt} - \rho_o Fv = -\frac{\partial P'}{\partial x} + \text{Fricción} \quad (2.8)$$

- Eje z

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -g(\rho_o + \rho') \quad (2.9)$$

Para expresar P' en función de cantidades conocidas se utiliza la ecuación vertical de cantidad de movimiento 2.9, integrando desde cualquier profundidad, z , hasta la superficie libre, η

$$P' = P_a - P_o + g\rho_o(\eta - z) + g \int_z^\eta \rho' dz \quad (2.10)$$

donde, $P = P' + P_o$ y P_a es la presión atmosférica.

Sutituyendo el valor de P' y la hipótesis de Boussinesq $[\overline{\rho u'_{tj} u'_{tj}} = \epsilon(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i})]$ en las ecuaciones de conservación de cantidad de movimiento se obtiene para el eje x.

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = f\nu - g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{g}{\rho_o}(\eta - z) \frac{\partial \rho_o}{\partial x} - \frac{g}{\rho_o} \frac{\partial}{\partial x} \int_z^\eta \rho' dz + \frac{\partial}{\partial x} \left[2\epsilon_h \frac{\partial u}{\partial x} \right] + \\ \frac{\partial}{\partial y} \left[\epsilon_h \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\epsilon_z \frac{\partial u}{\partial z} \right] \end{aligned} \quad (2.11)$$

Para ondas muy largas $h/2 \ll$ se desprecia la variabilidad de la velocidad ($u' \approx 0$) por lo tanto para promediar en vertical las ecuaciones de flujo turbulento se usa la regla de Leibnitz

$$\frac{\partial}{\partial x} \int_{\alpha(x)}^{\beta(x)} f(x, z) dz = \int_{\alpha(x)}^{\beta(x)} \frac{\partial}{\partial x} f(x, z) dz + \frac{\partial \beta(x)}{\partial x} f(\beta, z) - \frac{\partial \alpha(x)}{\partial x} f(\alpha, x) \quad (2.12)$$

¹ $u/c \ll 0,3$ y $L_\nu \ll c^2/g \implies$ compresibilidad despreciable

Realizando el proceso para la conservación de la masa

$$\int_{-h}^{\eta} \frac{\partial u}{\partial x} dz + \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial v}{\partial y} dz + \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial z}{\partial z} dz = 0 \quad (2.13)$$

A los dos primeros términos se les aplica la regla de Leibnitz, y el tercero es una derivada exacta, por lo tanto

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\eta} u dz - u(x, y, \eta) \frac{\partial \eta}{\partial x} - u(x, y, -h) \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\eta} v dz - \\ \nu(x, y, \eta) \frac{\partial \eta}{\partial y} - \nu(x, y, -h) \frac{\partial h}{\partial y} + w(x, y, \nu) - w(x, y, -h) = 0 \end{aligned} \quad (2.14)$$

Condiciones cinemáticas en la superficie libre $z = \eta$, y en el fondo $z = -\eta$ para lo cual se aplica la definición de derivada material a la función profundidad z , particularizada en la superficie, $z = \eta$

$$w_{(\eta)} = \frac{Dz}{Dt} \longrightarrow \frac{\partial \eta}{\partial t} + u_{(\eta)} \frac{\partial \eta}{\partial x} + v_{(\eta)} \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (2.15)$$

Repitiendo el proceso en $z = -\eta$

$$w_{(-h)} = \frac{Dz}{Dt} \longrightarrow -\frac{\partial h}{\partial t} - u_{(-h)} \frac{\partial h}{\partial x} - v_{(-h)} \frac{\partial h}{\partial y} \quad (2.16)$$

Sustituyendo las condiciones 2.15 y 2.16 en la ecuación 2.14

$$\frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\eta} u dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\eta} v dz + \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.17)$$

Definiendo

$$\begin{aligned} H &= h + \zeta \\ u &= \frac{1}{H} \int_{-h}^{\eta} u dz \\ v &= \frac{1}{H} \int_{-h}^{\eta} v dz \end{aligned} \quad (2.18)$$

Se obtiene la ecuación de la masa promediada en vertical

$$\frac{\partial uH}{\partial x} + \frac{\partial vH}{\partial y} + \frac{\partial H}{\partial t} = 0 \quad (2.19)$$

Sutituyendo H y con $P = uH$ y $Q = vH$ flujos volumétricos en la dirección x y y respectivamente

- En Coordenadas Cartesianas

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad (2.20)$$

La suma de todos los flujos netos en la columna debe ser compensado con un incremento de fluido en la columna. Cabe destacar, realizando el mismo procedimiento con la ec 2.11 de conservación de cantidad de movimiento, se obtiene en el eje x y eje y respectivamente

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P^2}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{PQ}{H} \right) + gH \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\tau_x H}{\rho} = 0 \quad (2.21)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{PQ}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{Q^2}{H} \right) + gH \frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{\tau_y H}{\rho} = 0 \quad (2.22)$$

- En Coordenadas Esféricas

Conservación de la masa:

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left[\frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right] = 0 \quad (2.23)$$

Conservación del Momento:

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \xi}{\partial \psi} - fQ = 0 \quad (2.24)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \xi}{\partial \varphi} + fP = 0 \quad (2.25)$$

donde, ξ denota elevación de la superficie libre por encima del nivel del mar, P y Q son flujos volumétricos en dirección x e y respectivamente ($P = hu$, $Q = hv$ con u y v las velocidades de profundidad promediada en la longitud y latitud); ψ y φ representan la longitud y la latitud, respectivamente, H es la profundidad total de agua ($H = h + \xi$, con h es la profundidad del agua (ver Fig. 2.1)). El parámetro de Coriolis es representado por f y g es la aceleración debida a la gravedad. Los esfuerzos de corte inferiores τ_x y τ_y se modelan a través de la fórmula de Manning (ver ec. 2.26 y 2.27).

$$\tau_x = \frac{\rho g n^2}{H^{\frac{7}{3}}} P (P^2 + Q^2)^{\frac{1}{2}} \quad (2.26)$$

$$\tau_y = \frac{\rho g n^2}{H^{\frac{7}{3}}} Q (P^2 + Q^2)^{\frac{1}{2}} \quad (2.27)$$

Si se asume que la longitud de onda del tsunami es mucho mayor que la profundidad del agua, el tiempo de viaje del tsunami se puede calcular teniendo en cuenta sólo la profundidad del agua:

$$c^2 = gH \quad (2.28)$$

donde c representa la velocidad de propagación de las ondas.

2.2. Técnica Computacional

En esta sección se explica el método computacional utilizado y las diferentes herramientas computacionales necesarias para la simulación. Los modelos numéricos son utilizados en la elaboración de mapas de inundación que son empleados en el diseño de planes de emergencia, contingencia y evacuación, el modelo que se usa en este trabajo es el método de Diferencias Finitas, el cual se ha convertido en una potente herramienta, ampliamente utilizada en el modelado numérico y matemático de tsunami.

2.2.1. Método de Diferencias Finitas

Las bases del método de diferencias finitas (MDF) consisten en la construcción de una malla de manera estructurada, donde los nodos de la misma, en un espacio n dimensional, están localizados en las intersecciones de n familias de líneas rectas, el reemplazo de las derivadas continuas de la ecuación diferencial por las expresiones equivalentes en diferencias finitas y la resolución del sistema de ecuaciones que queda planteado como consecuencia de la anterior sustitución.

El proceso por medio del cual se obtiene la solución aproximada de un problema gobernado por una ecuación diferencial en derivadas parciales, está constituido por dos etapas. La primera etapa, llamada discretización, consiste en transformar el dominio continuo en una malla de nodos, para luego convertir a la ecuación diferencial parcial continua y a las condiciones auxiliares, ya sean de frontera o iniciales, en un sistema de ecuaciones algebraicas. La segunda etapa del proceso de aproximación requiere un método adecuado para obtener la solución del sistema de ecuaciones algebraicas planteado (ver Fig. 2.6). Existe una gran variedad de métodos numéricos para resolver las ecuaciones diferenciales parciales. No obstante, se explicará la forma en que se aplica el método de diferencias finitas.

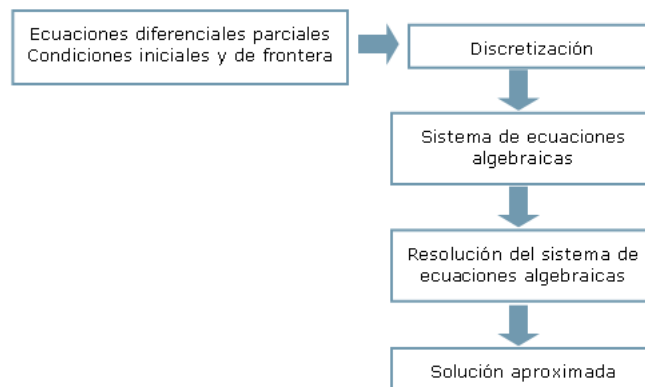


Figura 2.6: Esquema para la resolución de EDPs usando diferencias finitas

2.2.1.1. Discretización del dominio

Para obtener la solución numérica de una ecuación diferencial en derivadas parciales utilizando el MDF se debe, como primer paso, discretizar el dominio. Para ello, el dominio

continuo del problema en estudio es reemplazado por una malla (ver Fig. 2.7). Las intersecciones de las líneas que constituyen la malla son denominadas nodos y es en donde se calcula la solución numérica de la ecuación diferencial parcial.

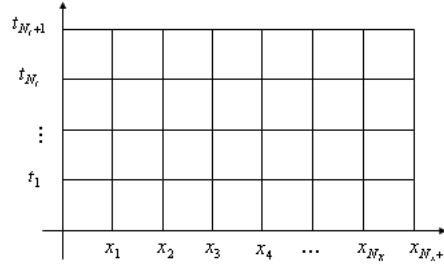


Figura 2.7: Malla del dominio discretizado

2.2.1.2. Aproximaciones en diferencias finitas

Para la resolución numérica de una ecuación diferencial parcial utilizando el MDF es necesario el reemplazo de las derivadas continuas de la ecuación diferencial por las expresiones equivalentes en diferencias finitas (ver Apend D). Esto se logra utilizando el desarrollo en serie de Taylor de la variable dependiente alrededor de un punto particular de la malla. Para ello, la variable dependiente en un nodo de la malla es indicada utilizando como subíndice y superíndice los índices que se utilizan para denotar dicho nodo. Así, por ejemplo, la función $\epsilon(x, t)$ en el nodo (i, j) (ver ec. 2.29).

$$\epsilon(x_i, t_j) = \epsilon_i^j \quad (2.29)$$

Para el procedimiento de aproximación, se considera la derivada parcial de primer orden de la función ϵ con respecto al tiempo. Para ello, se utiliza el desarrollo en serie de Taylor de ϵ en (x_i, t_j) y se lo evalúa en (x_i, t_{j+1}) . De esta manera se obtiene

$$\epsilon_i^{j+1} = \epsilon_i^j + \left[\frac{\partial \epsilon}{\partial t} \right]_i^j ht + \frac{1}{2} \left[\frac{\partial^2 \epsilon}{\partial t^2} \right]_i^j ht^2 + \dots + \frac{1}{m!} \left[\frac{\partial^m \epsilon}{\partial t^m} \right]_i^j ht^m + R^{m+1} \quad (2.30)$$

R^{m+1} es el término residual que está dado por

$$R^{m+1} = \frac{1}{(m+1)!} \frac{\partial^{m+1} \epsilon(z)}{\partial t^{m+1}} ht^{m+1} \quad (2.31)$$

El término residual R^{m+1} es el error asociado con el truncamiento de la serie de Taylor. Es importante conocer el orden de dicho error, es decir, conocer la forma en que el error tiende a cero cuando $ht \rightarrow 0$. Como se puede observar, el término residual R^{m+1} depende de ht^{m+1} , por lo tanto, cuando $ht \rightarrow 0$, el error tenderá a cero como ht^{m+1} .

Entonces el orden de truncamiento de la serie de Taylor para aproximar ϵ_i^{j+1} es $m+1$. Esto se representa con la notación $O(ht^{m+1})$.

Si se despeja la derivada parcial de primer orden de la función ϵ con respecto al tiempo (ver cálculos en el Apend E) y en particular, si se escribe el desarrollo en serie de Taylor de primer orden, entonces se llega a una aproximación en diferencias finitas para la derivada temporal de primer orden despreciando el término de error:

$$\left[\frac{\partial \epsilon}{\partial t} \right]_i^j = \frac{\epsilon_i^{j+1} - \epsilon_i^j}{ht} \quad (2.32)$$

El término de error, que fue despreciado, se denomina error de truncamiento de la aproximación en diferencias finitas para la derivada temporal de primer orden de la función ϵ . La aproximación recién obtenida es de primer orden y es llamada aproximación de diferencias progresivas.

Del mismo modo, puede conseguirse una aproximación de diferencias regresivas de primer orden. Para ello, se escribe el desarrollo en serie de Taylor de ϵ en $(x_i; t_j)$ y se evalúa en $(x_i; t_{j-1})$.

$$\left[\frac{\partial \epsilon}{\partial t} \right]_i^j = \frac{\epsilon_i^j - \epsilon_i^{j-1}}{ht} \quad (2.33)$$

Para poder obtener una aproximación en diferencias finitas para la derivada parcial de segundo orden de la función ϵ con respecto al espacio, es necesario escribir el desarrollo en serie de Taylor de ϵ de orden tres en $(x_i; t_j)$. Evaluando dicho desarrollo en $(x_{i-1}; t_j)$ y en $(x_{i+1}; t_j)$ se obtiene:

$$\left[\frac{\partial^2 \epsilon}{\partial x^2} \right]_i^j \approx \frac{\epsilon_i^{j+1} - 2\epsilon_i^j + \epsilon_{i-1}^j}{hx^2} + O(hx^2) \quad (2.34)$$

Despreciando el término de error, se obtiene una aproximación de diferencias finitas de segundo orden:

$$\left[\frac{\partial^2 \epsilon}{\partial x^2} \right]_i^j \approx \frac{\epsilon_i^{j+1} - 2\epsilon_i^j + \epsilon_{i-1}^j}{hx^2} \quad (2.35)$$

Esta aproximación es denominada de diferencias centradas. Trabajando de manera similar, es posible obtener la siguiente aproximación en diferencias finitas:

$$\left[\frac{\partial^2 \epsilon}{\partial t^2} \right]_i^j \approx \frac{\epsilon_i^{j+1} - 2\epsilon_i^j + \epsilon_{i-1}^j}{ht^2} \quad (2.36)$$

2.2.2. COMCOT

El Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model fue desarrollado por la Universidad de Cornell y conocido por sus siglas en inglés COMCOT, es un paquete de modelado de tsunami, capaz de simular toda la vida útil de un tsunami, puede resolver desde su generación, propagación y llegada en las regiones costeras. Para ello, cuenta con dos modelos de fallas (normal e inversa) en las que calcula el desplazamiento del fondo marino de acuerdo con los parámetros de entrada del sismo. Para resolver el modelo de fallas

normal COMCOT usa las teorías de Mansinha [23], mientras que para el modelo de fallas inversa, utiliza la teoría de Okada [24]

EL modelo de Okada es una extensión del modelo de Mansinha ambas teorías se desarrollan bajo el supuesto de que un plano de falla rectangular está enterrado en un espacio medio semi-infinito elástico. Además el modelo imita la deformación del fondo marino generado por un terremoto, y la columna de agua sobre la zona de deformación. El plano de falla se define como la interfaz de la colisión entre la placa de subducción (bloque de falla en la Fig. 2.8) y la placa superior, y en particular, se refiere a la superficie de la placa de subducción (superficie de color rojo en la Fig. 2.8).

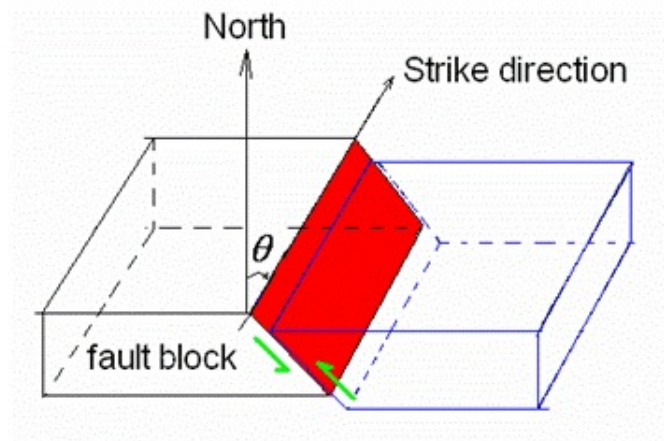


Figura 2.8: La superficie en rojo se denota como el plano de falla

Para implementar el modelo COMCOT, es necesario conocer los parámetros requeridos por el software dependiendo del tipo de evento, tal y como se muestra en la tabla 2.2:

Cuadro 2.2: Parámetros del modelo COMCOT para cada una de las fuentes

Sísmos	Volcánes y Meteoritos	Deslizamientos
<ul style="list-style-type: none"> ▪ Latitud y longitud del epicentro. ▪ La profundidad focal. ▪ Longitud y anchura del plano de falla. ▪ La dislocación. ▪ El ángulo de ataque. ▪ El ángulo de deslizamiento ▪ El ángulo de inclinación. 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Tipo de onda. ▪ Dirección de incidencia. ▪ Altura de la ola. ▪ Profundidad del epicentro. 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Tamaño de la malla. ▪ Archivo con la información batimétrica cambiante de acuerdo conforme a la deformación.

Se describe el área de estudio o dominio de integración donde se realizan las simulaciones para modelar el campo de deformación cosísmica, además se realizó un estudio de las posibles causas de tsunami en Venezuela y sus efectos históricos. Este capítulo presenta, la batimetría de las zonas en estudio, así como la metodología empleada para analizar el archivo de batimetría.dat que requiere el software a ser usado. Se presenta un esquema de como se realizó la simulación numérica con COMCOT de un tsunami sintético de la falla “Alboran Ridge South Fault (E-S)”, en el Mar de Alborán y en la costa de Venezuela, debido a la placa del caribe, que afectó a la Península de Paraguaná en 1955. Se explica como se construyó una interfaz gráfica de usuario para la integración de las herramientas necesarias para la simulación de tsunamis con COMCOT. Todos los datos batimétricos usados como entrada para la simulación fueron tomados de la base de datos de las Cartas Batimétricas Generales de los Océanos (GEBCO).

3.1. COMCOT

3.1.1. Descripción

A continuación se describen los pasos necesarios para realizar una simulación con COMCOT:

1. Se deben construir tres archivos, que serán los archivos con datos de entrada: contiene la información de la dirección “x” (layer_xAB.dat), otro de la dirección “y”(layer_yAB.dat) y un archivo de la elevación conformado por diez columnas (layerAB.dep), que se construye con un script, diseñado por el grupo de Grupo de Ingeniería y Gestión de la Costa en el Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria, que realiza la transformación de los datos del eje z tal como es requerido por COMCOT.
 2. Se debe introducir los parámetros requeridos en el archivo de configuraciones (comcotctl, ver Fig. 3.1), el cual se puede dividir en tres secciones de acuerdo al tipo
-

de parámetro:

```

1 #####
2 #
3 # Control file for COMCOT program (v1.6) #
4 #
5 #####
6 -----1-----2-----3-----4-----5-----6-----7-----8-----
7 -----
8 # General Parameters for Simulation      Value Field |
9 -----
10 Total run time (seconds)                : 21600.000
11 Time interval for output file (unit: sec) : 60.0
12 Specify ini surface (9.FLT,1.File,2.WM,3.LS) : 9
13 Start Type (0-Cold start, 1-Hot start)    : 0
14 Starting step # (if hot start)           : 1000
15
16 -----
17 # Parameters for Fault Model            Values      |
18 -----
19 Focal Depth (from sea floor to epicenter) (meter): 10000.000
20 Length of source area (meter): 260000.000
21 Width of source area (meter): 73000.000
22 Dislocation of fault plate (meter): 4.0
23 Strike direction (if beta) (degree): 292.000
24 Dip angle (delta) (degree): 160.000
25 Slip angle (lamda) (degree): 90.000
26 Origin of computation (Latitude, degree): -4.93
27 Origin of computation (Longitude, degree): -107.93
28 Location of epicenter (Latitude, degree): 12.5094
29 Location of epicenter (Longitude, degree): -89.5331
30 ~

```

Figura 3.1: Archivo de configuraciones del COMCOT (comcot.ctf)

■ Sección 1:

Parámetros generales de la ejecución:

- Tiempo de duración real del tsunami (t).
- Intervalo de tiempo de guardado de datos (T).
- Tipo de fuente: sísmica, volcánica, deslizamiento o meteorito.

En la tabla 3.1 se muestran los parámetros utilizados para las simulaciones del tsunami sintético de la falla “Alboran Ridge South Fault (E-S)” en el Mar de Alborán y del ocurrido en enero de 1955 frente a la Península de Paraguaná, en esta parte del archivo.

Cuadro 3.1: Parámetros generales usados para la simulación de tsunamis: tiempo físico de la ejecución (t), intervalo de tiempo de guardado de datos (T) y fuente que ocasionó el tsunami

Falla	t (s)	T (s)	Fuente
“Alboran Ridge South Fault (E-S)” [27]	1800	40.0	Sísmica
Placa del caribe (18/01/1955)	2200	1.0	Sísmica

■ Sección 2:

Parámetros de la fuente (Fault model), en caso de sismo:

- Profundidad focal (FD), Longitud (L), Ancho (W)
- Dislocación (D), Ángulo del plano de falla respecto a la dirección norte (θ), ángulo entre la superficie horizontal y el plano de falla (δ), ángulo en sentido antihorario en el plano de la falla (λ)
- Coodenadas del epicentro (c)

En la tabla 3.2 se muestran los parámetros de la fuente sísmica utilizados para las simulaciones del tsunami sintético de la falla “Alboran Ridge South Fault (E-S)” en el Mar de Alborán y del ocurrido en enero de 1955 frente a la Península de Paraguaná

Cuadro 3.2: Parámetros de la fuente sísmica: longitud (L), ancho (W), ángulo del plano de falla respecto a la dirección norte (θ), ángulo entre la superficie horizontal y el plano de falla (δ), ángulo en sentido antihorario en el plano de la falla (λ), profundidad focal (FD), dislocación (D)

Falla	L (km)	W (km)	θ ($^{\circ}$)	δ ($^{\circ}$)	λ ($^{\circ}$)	FD (km)	D (m)
“Alboran Ridge South Fault (E-S)” [27]	93	13	242	60	70	5.5	1.56
Placa del caribe (18/01/1955)	300	100	90	17	8.0	10	4

■ Sección 3:

Parámetros de la malla:

- Longitud de la celda cuadrada ($\Delta x = \Delta y$), en metros.
- Tipo de sistema de coordenadas (esféricas o cartesianas). Tipo de ecuaciones elegidas (lineales o no lineales).
- Tamaño de la malla $n_x n_y$, donde n_x y n_y son las dimensiones de la malla en las direcciones x y y , respectivamente.

En la tabla 3.3 se muestran los parámetros de la malla utilizados para las simulaciones del tsunami sintético de la falla “Alboran Ridge South Fault (E-S)” en el Mar de Alborán y del ocurrido en enero de 1955 frente a la Península de Paraguaná

Cuadro 3.3: Parámetros de la malla: tamaño longitudinal de la celda ($\Delta x = \Delta y$), dimensiones de la malla ($n_x n_y$) en las coordenadas x e y respectivamente

Falla	Δx (m)	Sistema de coordenadas	Ecuaciones	n_x	n_y
“Alboran Ridge South Fault (E-S)” [27]	500	Cartesianas	No lineales	1095	673
Placa del caribe (18/01/1955)	1100	Cartesianas	No lineales	1930	1194

Con los archivos de datos en x , y y elevación, así como los parámetros especificados, se realiza la ejecución del modelo numérico (`comcot.exe`). Al concluir la simulación el conjunto de datos generados son visualizados con un software, desarrollado por el Instituto de Hidráulica Ambiental de Cantabria (`ver_resultados.m`).

3.1.2. Interfaz gráfica JC-COMCOT

Utilizando el módulo “*guide*” de MatLab, se construyó una interfaz gráfica llamada JC-COMCOT, la cual integra las herramientas necesarias para el modelado numérico de tsunamis, para la versión 1.6 de COMCOT. Esta interfaz consta de un menú principal (ver Fig. 3.2), con cuatro opciones disponibles que facilitan seguir la secuencia lógica del llenado de la información que necesita COMCOT para su ejecución. A continuación se explica como funcionan cada uno de los botones del menú:

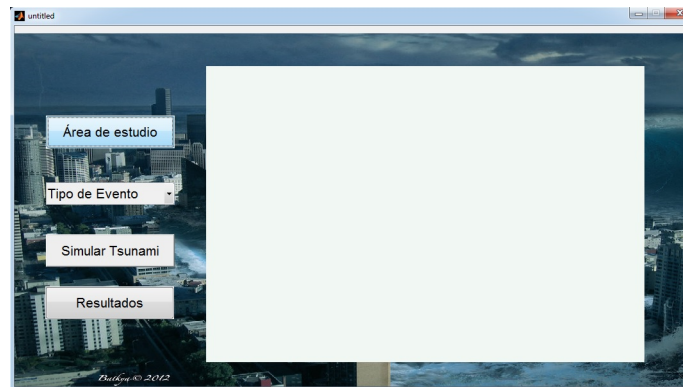


Figura 3.2: Menú principal de la JC-COMCOT

- **Área de estudio:** Este botón enlaza la carga de datos batimétricos con la información de los parámetros de la malla suministrados por el usuario (ver tabla 3.3), se realiza automáticamente la transformación de la batimetría, por los archivos de entrada requeridos por COMCOT (ver Fig. 3.3). El script del programado se encuentra en el apéndice B.

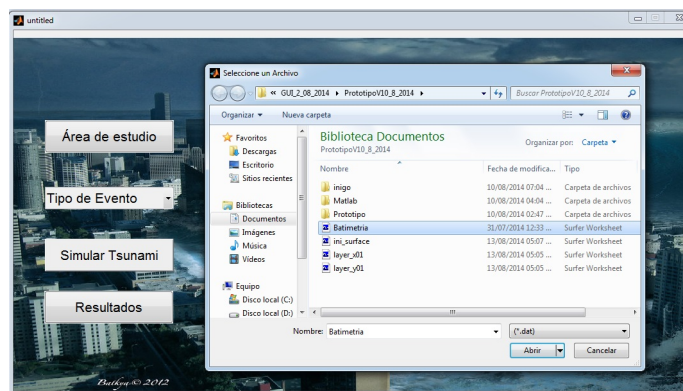


Figura 3.3: Menú para la selección de la batimetría, área de estudio

- Tipo de Evento:** Este botón es un menú desplegable (*popupmenu*), el cual permite seleccionar el tipo de evento que ocasionó el tsunami. Posteriormente, se redirige al usuario a otro menú donde éste debe suministrar los parámetros requeridos de acuerdo al tipo de evento seleccionado. Para el caso de que el tsunami se haya producido por un sismo, el usuario debe suministrar los datos referentes a los parámetros focales. (ver Fig. 3.4).

Para este trabajo solo se consideraron eventos sísmicos, el resto de los eventos están inactivos. Se construyó, en matlab, un archivo de texto cuya salida es leible por fortran, donde la información de los parámetros de configuraciones (*comcot.ctl*) es fácilmente incorporada por el usuario.

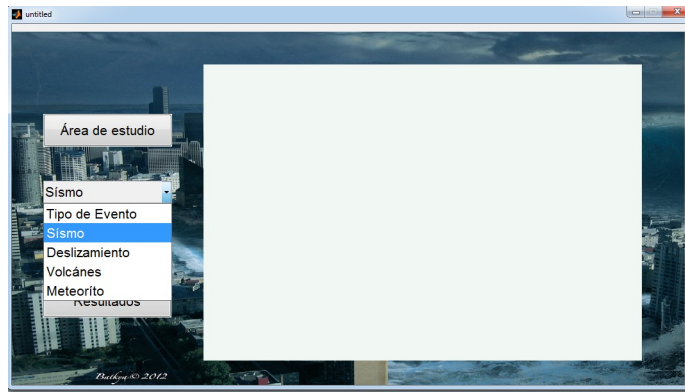


Figura 3.4: Menú para la selección del tipo de evento que originó el tsunami en estudio

Luego que el usuario introduce en la interfaz los datos requeridos, ésta realiza cálculos internos como:

- La velocidad de propagación del tsunami (c)**, a partir de la ecuación 2.28 (script, apéndice B)
- Tiempo de duración real del tsunami**, a partir de la ecuación 3.1

$$t_{total} = \frac{d}{c} \quad (3.1)$$

donde d es la distancia de la fuente a la costa, c es la velocidad de propagación del tsunami y t_{total} es el tiempo que tarda el tsunami en llegar a la costa (script, apéndice B).

- Intervalo de grabación de datos**, a partir de la ecuación 3.2

$$T = \frac{4(nx)(ny)t_{total}}{Peso} * 3026 \quad (3.2)$$

donde n_x , n_y son las dimensiones de la malla en las direcciones x y y respectivamente, t_{total} es el tiempo duración real del tsunami, $Peso$, el máximo valor de almacenamiento (en Megabyte MB) de un archivo en la plataforma windows.

- **Los pasos de tiempo computacional que ejecuta el modelo**, a partir de la ecuación 3.3

$$TS = \frac{0,7\Delta x}{c} \quad (3.3)$$

donde Δx es el tamaño de la celda, c la velocidad de propagación del tsunami.

- **Simular Tsunami:** Con este botón se enlaza el ejecutable del COMCOT (script, apéndice B).

Esto permite iniciar la simulación, la cual tendrá un tiempo de cómputo que dependerá de la resolución de la malla. La interfaz hace una pausa para mostrar todos los parámetros introducidos por el usuario, a fin de que puedan ser revisados o modificados si hiciera falta.

- **Resultados:** En esta opción la JC-COMCOT usa un visualizador desarrollado en el Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria, España (ver Fig. 3.5). El cual permite realizar mapas de la variación del nivel, series temporales, amplitud máxima del tsunami, batimetría de la zona en estudio y animación con la variación del nivel.

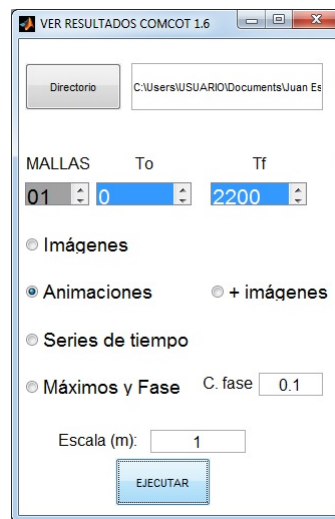


Figura 3.5: Menú para la visualización de los resultados

3.2. Zonas de Estudio

3.2.1. Melilla, Marruecos

Melilla es una ciudad situada en el norte de África, a orillas del Mar de Alborán, frente a la localidad de Adra en el litoral de la provincia de Almería. La ciudad y sus territorios se extienden sobre $12,5 \text{ km}^2$ de superficie en la parte oriental del cabo de Tres Forcas.

Cuadro 3.4: Dominio de integración, dimensiones de la malla

Malla	Dimensión en x (nx)	Dimensión en y (ny)	Latitud (°)	Longitud (°)
1	1095	673	34.967	-5.967

Los datos batimétricos usados como entrada para la simulación fueron tomados de la base de datos de Mapa Batimétrico General de los Océanos (GEBCO) específicamente del Mar de Alborán (ver Fig. 3.6), utilizando una malla de características especificadas en la tabla 3.4.

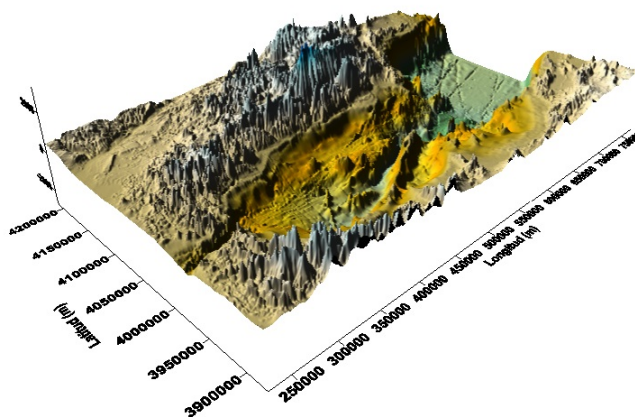


Figura 3.6: Batimetría del Mar de Alborán [26]

3.2.2. Península de Paraguaná, Venezuela

La Península de Paraguaná cuenta con una superficie de aproximadamente 3.405 km^2 . En ella predomina la llanura y la extensión de sus sabanas. La península de Paraguaná corresponde a la región norte del Estado Falcón, limitada al norte y al este con el mar Caribe; al oeste con el Golfo de Venezuela y al sur con el Golfete de Coro y el municipio Miranda del Estado Falcón.

Cuadro 3.5: Dominio de integración, dimensiones de la malla

Malla	Dimensión en x (nx)	Dimensión en y (ny)	Latitud (°)	Longitud (°)
1	1930	1194	3.98	281.41

Los datos batimétricos usados como entrada para la simulación fueron tomados de la base de datos de Mapa Batimétrico General de los Océanos (GEBCO) específicamente del Mar de Caribe (ver Fig. 3.7), utilizando una malla especificada en la tabla 3.5).

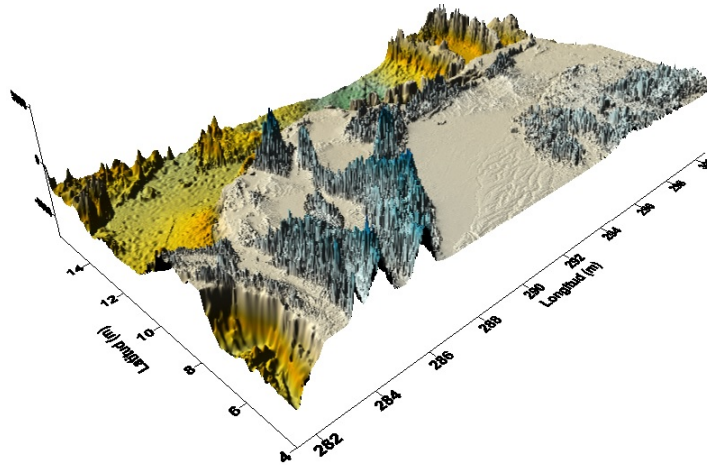


Figura 3.7: Batimetría del Mar Caribe [26]

3.2.3. Batimetría

Los datos suministrados para las simulaciones fueron obtenidos apartir de una única malla, ya que en ninguna de las dos zonas estudiadas, Mar de Alborán ni Mar Caribe frente a la costa Venezolana, se contaba con una batimetría de alta resolución. Cabe destacar que para hacer una simulación de tsunami con fines de prevención es necesario contar con una mejor resolución de la batimetría de la zona de estudio, así como conocer todos los parámetros focales de la fuente generadora del tsunami. A continuación se presentan los datos batimétricos de las zonas en estudio:

■ Puntos en las costas que bordean el Mar de Alborán

- La simulación en las costas de España y Marruecos fueron realizadas con los siguientes parámetros de la malla: 1095 x 673 nodos en dirección x y y respectivamente. El área ($\Delta x * \Delta y$) de las celdas es de 500 x 500 m^2 .
- Pueden existir varias opciones para **los parámetros de la fuente** sísmica (ver Apend. C) por ello se delimitó el problema al elegir la falla “Alboran Ridge South Fault (Eastern segment)” (ver Tabla 3.1), todos los parámetros focales de esta fuente fueron suministrados por el Instituto de Hidráulica Ambiental de Cantabria, España.
- El efecto de este evento fue estudiado en seis puntos, los cuales se especifican a continuación en la tabla 4.1

Cuadro 3.6: Identificación de puntos de estudio en la simulación realizada en el Mar de Alborán

Puntos	Latitud (m)	Longitud (m)
1	3896575.8	387035.02
2	3896575.8	420524.69
3	3906078.2	506997.99
4	4063618.1	383536.1
5	4066618.8	465029.47
6	4059617	525492.28

▪ Puntos en la Península Paraguná, Venezuela

- La simulación fue realizada con los siguientes **parámetros de la malla**: 1930 x 1194 nodos en x y y respectivamente, además el espacio de las celdas es de 1100 x 1100 m^2 , estos parámetros son obtenidos al digitalizar los datos batimétricos en el software Surfer.
- Los **parámetros de la fuente** sísmica (ver Tabla 3.2) fueron iguales a los del ejercicio de alerta temprana de tsunami efectuado el 20 de marzo de 2013 [15]. Con el objetivo de simular el Tsunami histórico del 18 de Enero de 1955 con epicentro 11.3 ° N y 69.4 ° W.

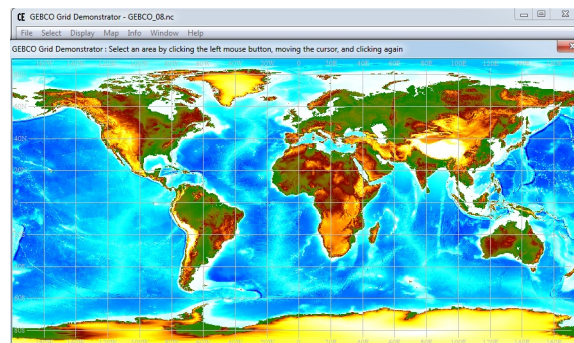


Figura 3.8: Base de datos de las Cartas Batimétricas Generales de los Océanos (GEBCO)

Antes de iniciar el modelado de tsunami con el sistema COMCOT, se analiza la información de batimetría de la zona a ser estudiada contenida en un archivo de batimetría (batimetria.dat). Esta data sacada de GEBCO (ver Fig. 3.8), se analiza con un software especial para el modelado batimétrico (surfer), con el cual se puede verificar que no existan valores erróneos provenientes del proceso de digitalización, para ello, se determinan los valores máximos, mínimos, huecos, etc.

3.3. Tsunami en Venezuela

3.3.1. Posibles fuentes de tsunami

La mayor cantidad de los tsunamis tienen lugar en el Océano Pacífico y en los mares que lo rodean. La razón es que está rodeado de cadenas de montañas, grandes fosas oceánicas y un arco de islas denominado cinturón de fuego, que es donde se producen la mayor parte de los terremotos (frente a las costas de Kamchatka, Japón, las islas Kuriles, Alaska y Sudamérica). Aunque no son tan frecuentes, también se han registrado tsunamis destructivos en el océano Atlántico e Índico, el Mar Mediterráneo e incluso en masas de aguas menores, como el Mar del Mármara (Turquía).

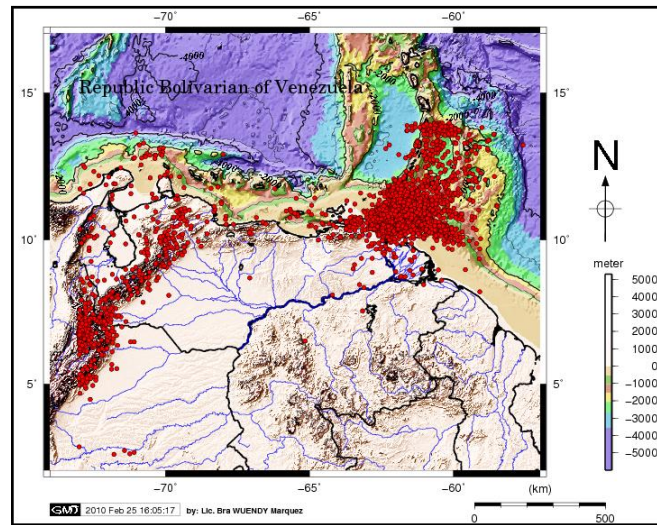


Figura 3.9: Mapa de la Sismicidad histórica en Venezuela (FUNVISIS 2010)

En Venezuela existe mucha actividad sísmica, a diario la Fundación Venezolana para las Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) registra movimientos telúricos (ver Fig. 3.9), no obstante, Venezuela se encuentra cerca del llamado arco de fuego de las Antillas Menores o arco volcánico del Caribe que es una larga serie de volcanes activos y de islas volcánicas, que se extiende en arco de norte a sur desde el este de Puerto Rico hasta la costa de Grenada. En el arco volcánico de las Antillas Menores (ver Fig. 3.10) actualmente hay unos 70 volcanes activos, algunos de ellos submarinos. Por tanto se puede decir que las posibles fuentes de tsunami en Venezuela son:

- Sismos, recordando que solo los sismos generados por fallas normales pueden generar tsunamis.
- Volcanes, del Cinturón de Fuego de las Antillas Menores solo genera interés el volcán Kick'em Jenny por ser el más cercano a la costa de Venezuela y estar activo.
- Tsunamis regionales, que por lo general al llegar a las costas venezolanas han disipado gran parte de su energía, la mayoría proveniente de las islas vírgenes.



Figura 3.10: Arco de fuego de las Antillas Menores o Arco volcánico del Caribe

3.3.2. Historia

El Caribe es una zona geológicamente activa donde los terremotos, deslizamientos de tierra y volcanes amenazan permanentemente (ver Fig. 3.11), estos acontecimientos geológicos pueden generar tsunamis de gran alcance algunos de los cuales podrían ser más devastadores que el terremoto o la erupción volcánica que los produce. En el caso venezolano existen 27 registros históricos que datan de 1498 a 1979, de regiones que han sido afectadas por Tsunamis [18], de los cuales las zonas mas perturbadas refieren a la ciudad de Cumaná (ver Aped. A.1 y A.2), sin embargo no todos estos registros de Tsunami han sido hacia el nor-este de las costas del país y se han cuantificado nueve eventos productores de Tsunami hacia el norte y nor-oeste de las costa del país. No obstante de todas estas zonas no se tiene información acerca de los diferentes parámetros de focales asociados a los Tsunamis.

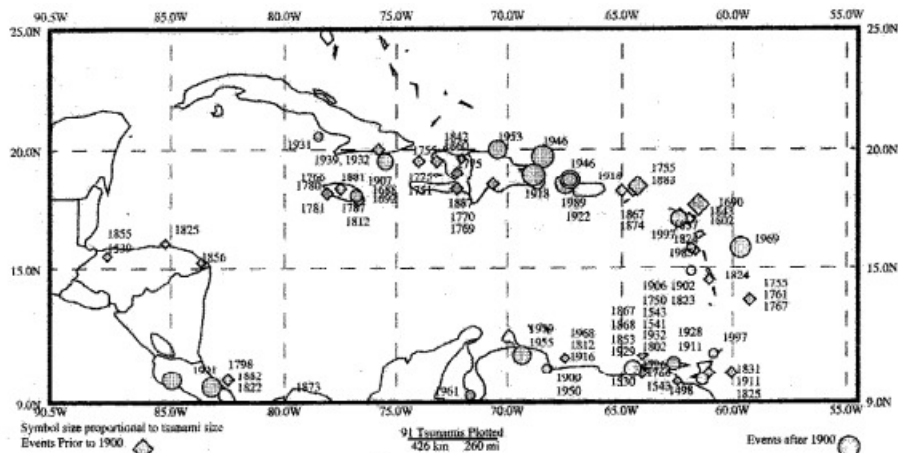


Figura 3.11: Tsunamis históricos del área del caribe (Fuente: [18])

En este capítulo se presentan los resultados más resaltantes de este estudio, donde se han realizado simulaciones numéricas de tsunami con el modelo COMCOT (Cornell Multigrid Coupled Tsunami Model), desarrollado por la Universidad de Cornell. En todos los casos se utilizó la interfaz gráfica JC-COMCOT, desarrollada con la finalidad de simplificar el proceso de simulación de tsunami con COMCOT. Los resultados de la validación del procedimiento y la interfaz, usando datos del Mar de Alborán, fueron comparados con resultados de Álvarez et al [27].

Es importante destacar que en la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), Caracas, República Bolivariana de Venezuela, desde el 2012 se han sumado esfuerzos en pro de desarrollar un software que integre las herramientas que permiten el cálculo numérico de tsunamis.

4.1. Interfaz gráfica JC-COMCOT

Se desarrolló una interfaz gráfica, JC-COMCOT para integrar las herramientas utilizadas en el modelado de tsunami basandose en el simulador numérico COMCOT. Esta trae como ventaja el manejo, de manera mas dinámico y accesible, del COMCOT. Esto facilita la creación de catálogos de tsunamis en el país, lo cual es importante en materia de prevención de tsunamis.

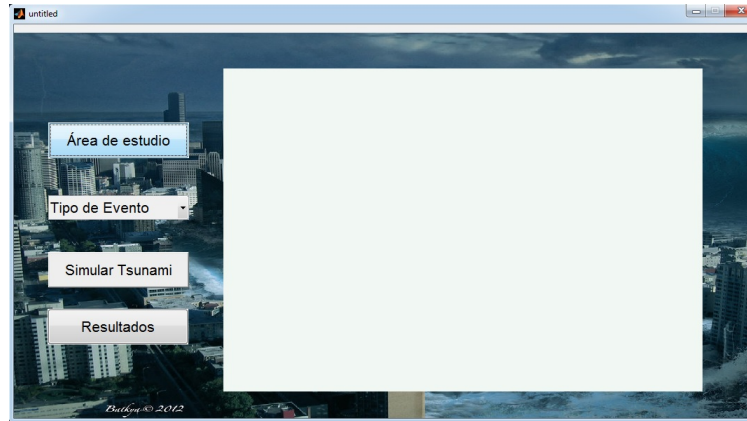


Figura 4.1: Menú principal de la interfaz JC-COMCOT

Esta interfaz permite, entre otras características, llenar el archivo de configuraciones de COMCOT de una manera más simplificada a la que originalmente usa COMCOT, se realizan cálculos internos como la velocidad de propagación del tsunami (c), el intervalo de grabación de datos, el tiempo de duración real del tsunami (t_{total}) y los pasos de tiempo computacional que ejecuta el modelo (TS). De esta manera, el usuario solo debe suministrar los parámetros generales con los que la interfaz realiza los cálculos intermedios, disminuyendo así los errores que el usuario pudiera cometer en el cálculo y posterior llenado del archivo de (`comcot.ctl`) de COMCOT. En la figura 4.2 se muestran los archivos de configuraciones original del COMCOT y modificado de JC-COMCOT, donde se puede observar claramente la simplificación para el usuario.

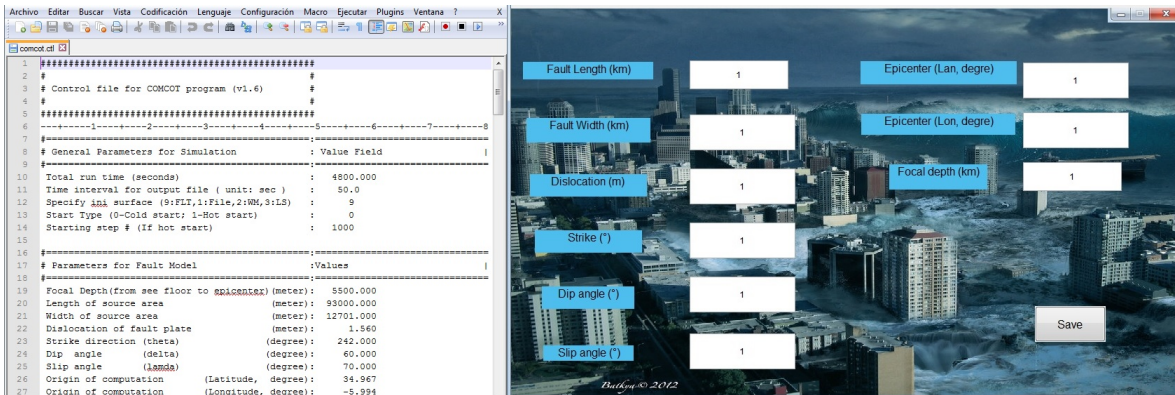


Figura 4.2: Izquierda: archivo original de configuraciones, Derecha: archivo de configuraciones generado por JC-COMCOT

4.1.1. Validación de la JC-COMCOT

Se realizó inicialmente la simulación numérica de un tsunami sintético producido en la falla “Alboran Ridge South Fault (E-S)” ubicado en el Mar de Alborán. De estas simulaciones se ha obtenido que, el tsunami se propaga a lo largo de la malla principal y disminuye la velocidad a medida que el tsunami se propaga, producto de la disminución

progresiva de la profundidad del fondo, tal y como se ha expuesto en la expresión para la velocidad de propagación de las ondas (ver ec. 2.28).

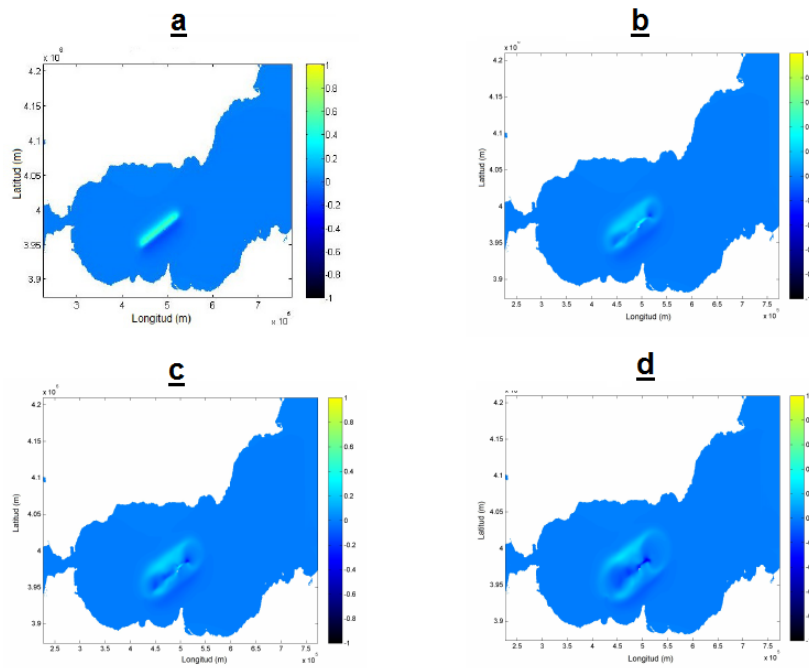


Figura 4.3: Tiempo de duración total en la simulación: (a) $t_{total} = 7\text{min}$, (b) $t_{total} = 20\text{min}$, (c) $t_{total} = 40\text{min}$ y (d) $t_{total} = 60\text{min}$ del Mar de Alborán

Se presenta una secuencia de mapas (ver Fig. 4.3) donde se muestra la evolución temporal de la simulación en el Mar de Alborán. En la figura (a) se muestra la onda inicial del tsunami, en las figuras (b) y (c) se observa como esa onda inicial se propaga por el Mar de Alborán al formar un valle que se propaga hasta llegar a la costa, en la figura (d) se observa la evolución de la cresta del tsunami antes de caer y formar el valle.

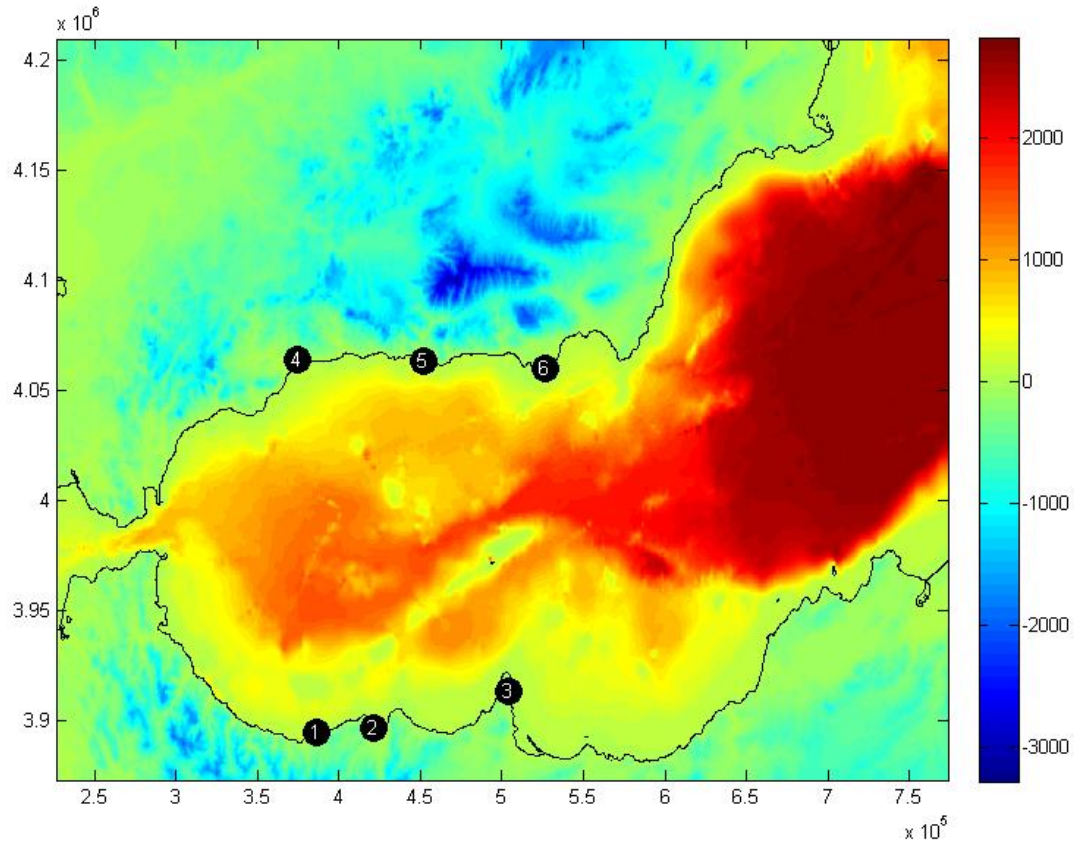


Figura 4.4: Número y localización de los puntos donde se realizó el mareograma sintético, Mar de Alborán

En la tabla 4.1 se muestran los valores de las alturas máximas y tiempo de arribo de los puntos estudiados, mostrados en la figura 4.4. Comparando estos resultados con los de Álvarez et al [27], se puede afirmar que los Run-ups obtenidos no sobrepasan el Run-up máximo de 1,6m, determinado por este autor. Los tiempos de la primera llegada del tsunami, son consistentes al analizar las distancias y batimetría entre la falla y cada uno de los puntos estudiados.

Cuadro 4.1: Resultados obtenidos en la simulación realizada con datos de la falla “Alboran Ridge South Fault (E-S)” en el Mar de Alborán: máxima cota de inundación (Run-up), tiempo de arribo a la costa (t_2), tiempo de arribo de la ola mas alta a la costa (t_1)

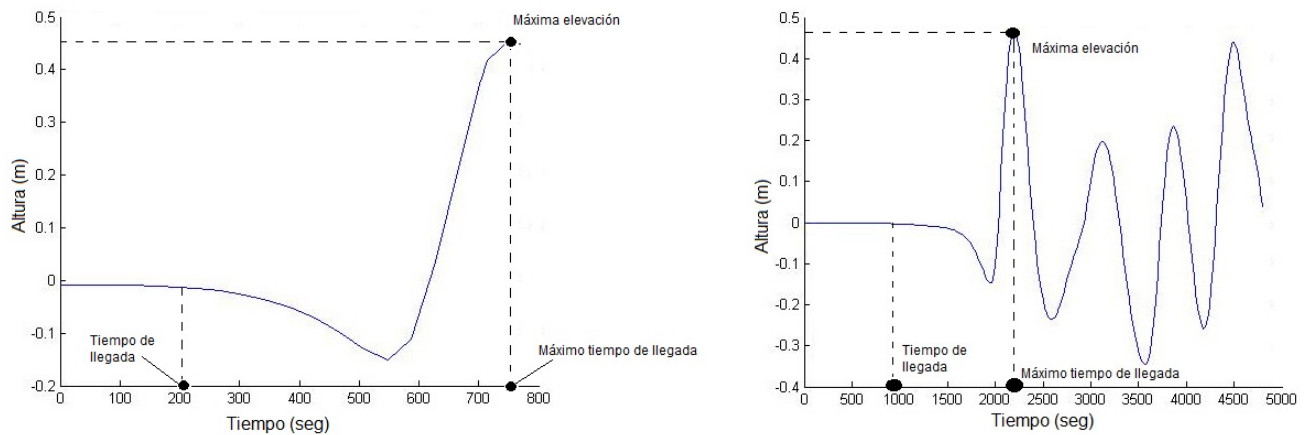
Puntos	Run-up (m)	t_1 (min)	t_2 (min)	Latitud (m)	Longitud (m)
1	1 – 1,5	17	25	3896575.8	387035.02
2	1 – 1,5	38	20	3896575.8	420524.69
3	1 – 1,5	15	13	3906078.2	506997.99
4	1 – 1,5	30	28	4063618.1	383536.1
5	1 – 1,5	15	17	4066618.8	465029.47
6	1 – 1,5	30	16	4059617	525492.28

$$i = \log_2 H \quad (4.1)$$

En la figura 4.2 se muestran los mareogramas correspondientes a los puntos 3 y 6 (ver Fig. 4.4). En las series temporales de la figura 4.2 se observa que las ondas alcanzaron una amplitud máxima de 1 metro en el punto 6. Por otro lado, y dado que la intensidad del tsunami es de grado 0, se puede aproximar el valor del Run up utilizando la tabla del capítulo 2 (ver Tabla 2.1) a 1 – 1,5 metros

Las dimensiones de esta fuente (ver Tabla 3.2) la hacen una de las más capaces de generar tsunamis en la zona, con una desplazamiento vertical máximo de 0.45 metros. Alcanzando un valor Run-up de 1.5 metros en determinados puntos de la costa de Marruecos, y mayor que 1m para algunos algunos puntos de la costa española.

Cuadro 4.2: Izquierda: Mareograma sintético generado en el punto 3, Marruecos. Derecha: Mareograma sintético generado en el punto 6, Costa de España



En esta simulación no se observan daños aparentes en las costas, el mapa de inundación muestra que hubo zonas costeras inundadas (ver Fig. 4.5). El mareograma sintético

muestra una línea recta antes del tiempo de llegada del tsunami, esta representa que no llegaron olas a la costa durante un tiempo aproximado de 4 minutos desde que se inició el fenómeno.

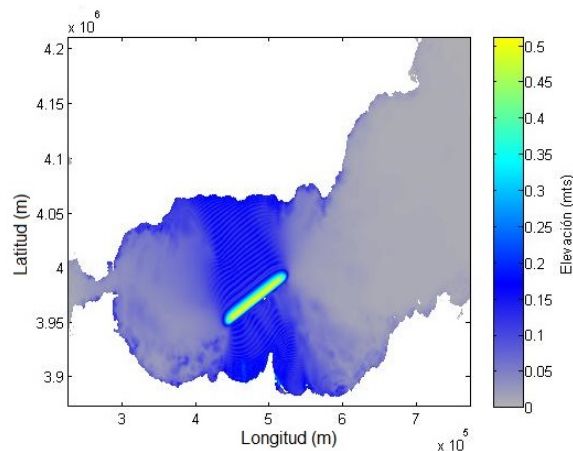


Figura 4.5: Máximos de amplitud de onda

Finalmente se puede observar que un tsunami no se puede predecir con precisión, aunque se desconoce la magnitud y la ubicación de un terremoto geólogos, oceanógrafos y sismólogos, analizar cada terremoto y se basa en muchos factores pueden o no emitir una alerta de tsunami.

Cabe destacar que las fallas de Carboneras y Yusuf, no son capaces de generar desastroso tsunami, pero por su proximidad a la costa podría desencadenar deslizamientos de tierra y mar asociadas a perturbaciones. Las áreas que están más expuestas al impacto de tsunami generado en el Mar de Alborán son la costa española entre Málaga y Adra, y la costa africana entre Alhucemas y Melilla.

4.1.2. Conclusiones

- La interfaz gráfica JC-COMCOT facilita al usuario, experto o no, la realización de una simulación numérica de tsunami, mediante el software COMCOT, ya que permite disminuir el número de errores e integra las herramientas necesarias de forma eficiente que permiten la simulación del evento.
- La interfaz realiza los cálculos intermedios como la velocidad de propagación del tsunami, el tiempo de duración real del tsunami y el intervalo de grabación de datos.
- En esta simulación se encontró que el Run-up es 1 a 1,5 metros y el tiempo de llegada del tsunami a la costa de Melilla (Marruecos) es de 15min desde la fuente simulada (Alboran Ridge South Fault (E-S)). Estos valores fueron comparados con los de Alvarez et al [27].
- Aunque los tsunamis ocurridos en el mediterráneo no son tan desastrosos como los generados en la Océano Atlántico, son capaces de inundar zonas bajas del litoral.

4.2. Simulación del Tsunami generado frente a la Península de Paraguaná en 1955

Durante la etapa inicial se analizó la sensibilidad del modelo numérico COMCOT y las variaciones en los parámetros geométricos de una falla sísmica, ya que, estas variables han mostrado tener una incidencia directa sobre la generación y propagación de ondas del tsunami. Inicialmente se revisaron los catálogos sísmicos Harvard, CMT, Catalog y NEIC-USGS, para caracterizar el evento sísmico ocurrido frente a las costas de Venezuela, específicamente el tsunami histórico reportado en 1955 que afectó a la Península de Paraguaná, con epicentro $11,3^\circ$ N y $69,4^\circ$ W

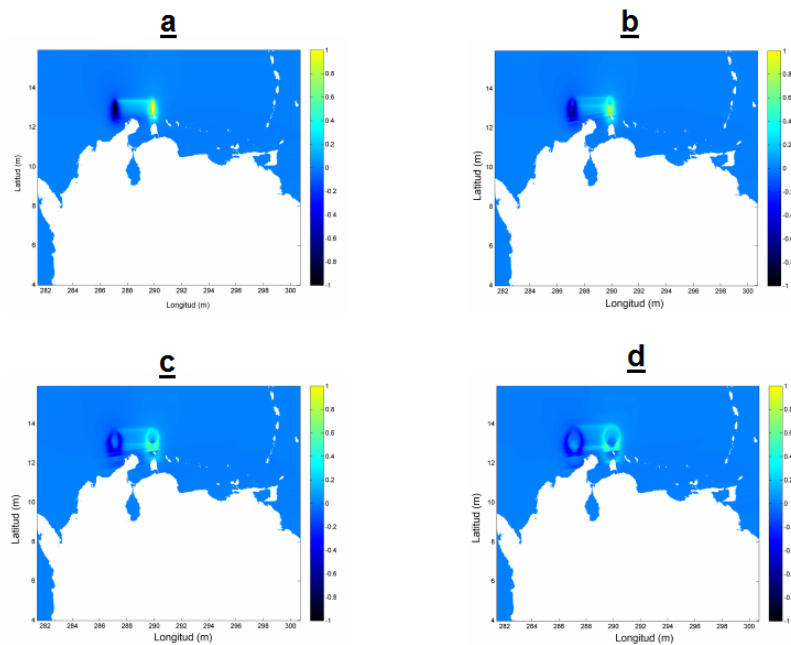


Figura 4.6: Simulación en tiempo $t_{total} = 6$ min (a), $t_{total} = 10$ min (b), $t_{total} = 19$ min (c) y $t_{total} = 29$ min (d) en la Península de Paraguaná

De la simulación se puede decir que en los primeros instantes de tiempo (ver Fig. 4.6), el tsunami avanzó y se extendió con gran rapidez, sin embargo, se produce una disminución de la velocidad de la onda a medida que se acerca a la costa, a la vez que se comprimen y disminuye su altura, debido, probablemente de la geología con cerros de rocas ígneas y metamórficas que frisan los 200 m de la costa.

Se ha estudiado específicamente el efecto de este tsunami en dos puntos de la Península de Paraguaná (ver Fig. 4.7). Fueron generados los mareogramas sintéticos de estos puntos para obtener el tiempo estimado de viaje del tsunami y elevaciones máximas de la onda.

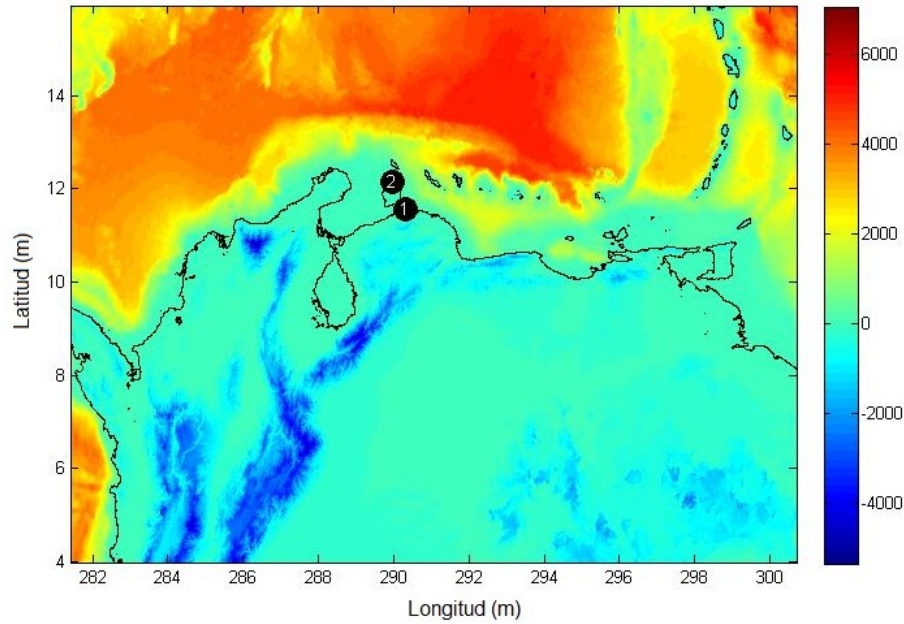
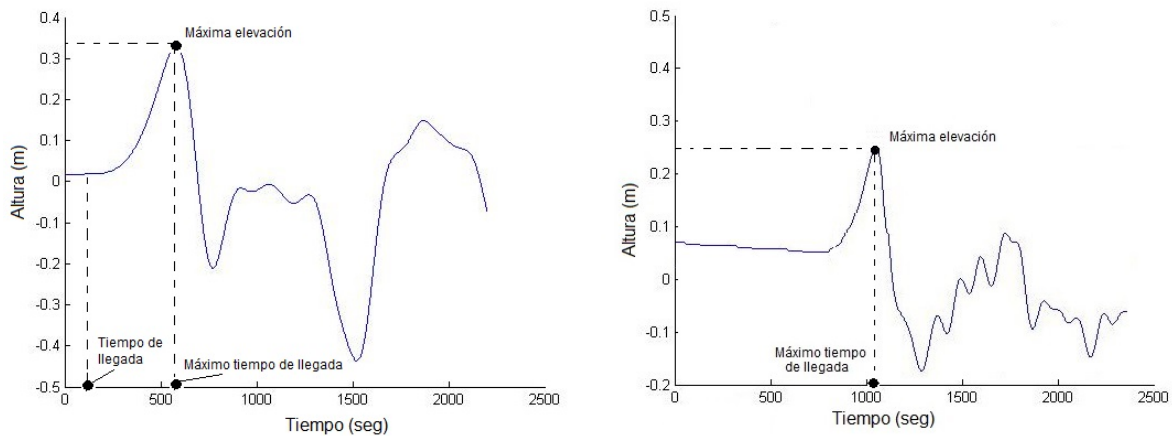


Figura 4.7: Número y localización del punto 1 (latitud 11.8297 m, longitud 289.7432 m) y del punto 2 (latitud 12.3198 m, longitud 288.7532 m) donde se realizó el mareograma sintético, Península de Paraguaná

La elevación con la que llega el tsunami al punto 2 (ver Tabla. 4.3) representa la diferencia entre la cresta del tsunami en su último contacto en tierra con la profundidad relativa al nivel del mar (ver Fig. 2.1), luego al realizar el cálculo de intensidad del tsunami (ver ec. 4.1) y haciendo la relación de la intensidad con la altura (ver Tabla 2.1) se observa que el Run-up en el punto 2 es de 1.5 metros.

Cuadro 4.3: Izquierda: Mareograma sintético generado en el punto 2, Norte de la Península de Paraguaná. Derecha: Mareograma sintético generado en el punto 1, Vela de Coro



Como se puede observar en el cuadro 4.3, el tiempo de llegada de onda al punto de interés en la costa de la Península de Paraguaná, Venezuela (ver Fig. 4.7, punto 1) es de aproximadamente 8 minutos desde la fuente de generación del tsunami. Dado un tsunami de 1 - 1.5 metros no pueden se producir daños graves en la costa, pero si pueden causar problemas de operatividad en puertos, por ello para minimizar la posibilidad de riesgo por tsunami se tiene que informar y educar a la población.

El mareograma sintético muestra una línea recta antes del tiempo de llegada del tsunami, lo cual significa que no llegaron olas a la costa durante dos minutos apróximadamente luego de ocurrir el sismo. Se observa una cresta indicativa de la altura máxima de elevación y unas caídas de potencial, como concecuencia de la geología del terreno.

Cuadro 4.4: Datos de los efectos del tsunami obtenidos en la Península de Paraguaná: tiempo de arribo de la ola mas alta a la costa (t_1), máxima cota de inundación (Run-up)

Zona de estudio	t_1 (s)	Run-up (m)
Norte de la Península de Paraguaná	8	1 – 1,5
Vela de Coro	10	1 – 1,5

Al generar los mapas de inundación no se observan daños aparentes en las costas, solo se observan pequeñas zonas costeras inundadas (ver Fig. 4.8).

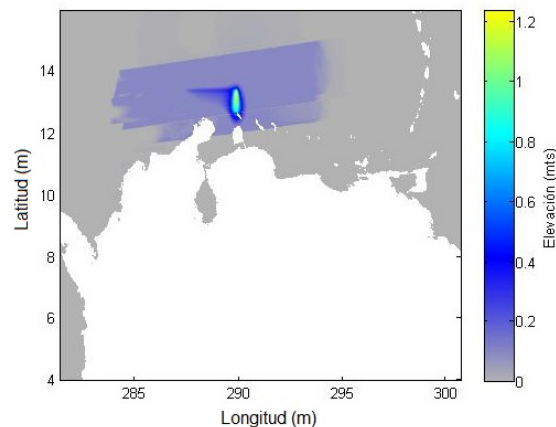


Figura 4.8: Máximos de amplitud de onda, Península de Paraguaná

Cabe destacar, que no se calcularon daños poblacionales en las costas, sin embargo tomando resultados de la UNESCO en el modelo de alerta tsunami realizado 2013 [15], los países que pueden a recibir un mayor impacto de tsunami son Aruba, Curacao, y en menor grado Venezuela. Se estima que en Venezuela casi 230.000 personas estarían expuestas al impacto. Es importante resaltar que en esta simulación se plantea que el escenario sísmico está mas cercano a la costa de la Vela de Coro que el Tsunami histórico que se esta estudiando en este trabajo.

4.2.1. Conclusiones

- En la simulación realizada se obtuvo que el tiempo de arribo a la Península de Paraguaná es de 7 minutos desde la fuente generadora del tsunami, además se determinó que la altura máxima que tiene el tsunami en su primer contacto con tierra es de 1.5 m.
-

Se realizó un estudio numérico de un Tsunamis históricos en Venezuela. La herramienta de análisis numérico de tsunami que se utilizó es el Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model (COMCOT), desarrollado por la Universidad de Cornell, de New York Estados Unidos. En este trabajo se realizó la simulación numérica de un tsunami histórico ocurrido en el Norte de la Vela de Coro (Venezuela) el 18 de Noviembre de 1955. Parte del trabajo consistió en el diseño de una interfaz gráfica que simplifica la simulación de tsunami, disminuyendo los errores del tipo usuario. Inicialmente se hizo un estudio de un tsunami ocurrido en el Mar de Alborán, a fin de contrastar estos resultados con otros ya existentes. Finalmente los resultados indican que:

- La Interfaz Gráfica (JC-COMCOT) disminuye el riesgo de cometer errores (del tipo usuario) en una simulación numérica, y permite ser mas efectivo para la toma de decisiones en temas de prevención y mitigación ya que ayuda a generar catálogos de posibles escenarios de tsunamis, para así llevar a cabo planes de educación y acción en las zonas más vulnerables de forma rápida debido a que es de facil manejo y accesibilidad.
 - Se validó la JC-COMCOT con la simulación en el Mar de Alborán ya que se encontró que el tiempo de llegada del tsunami a la costa de Melilla (Marruecos) fue de 10 minutos con un Run-up de 1.6 metros, es decir, se obtuvo los mismo resultados que los publicados por el Instituto de Hidráulica Ambiental de Cantabria.
 - La fuente sísmica (Alboran Ridge South Fault (E-S)) productora del tsunami en el Mar de Alborán es una de las mas grandes en esta zona de estudio. Las zonas más sensibles y las que tendrían mayor elevación de olas serían las cercanas a Málaga, Adra (sur de España) y Melilla (norte de Marruecos), podrían afectar a la operación de puertos (hundimientos de embarcaciones o derrames de petróleo si están operando en ese momento) e inundar zonas bajas con bañistas si es verano.
-

- El tiempo de arribo de la primera onda en la simulación realizada en la Vela de Coro fue de 8 minutos, además su última altura antes del contacto en tierra (Run-up) fue de 1.5 metros. Estos valores y la forma geológica de la costa indican que hubo inundación en la Península de Paraguaná pero no ocasionó daños.
 - La zona estudiada en Venezuela no es técnicamente compleja, pero si es necesario estudiar sus fallas oceánicas para así tener un mayor registro de los buzamientos de la zona y parámetros focales, ya que un tsunami se puede generar en cualquier mar u océano y Venezuela con sus veintisiete antecedentes de tsunami debe fomentar la investigación en esta línea.
-

APÉNDICE A

LOCALIDADES DE VENEZUELA AFECTADAS POR TSUNAMIS HISTÓRICOS

A continuación se presentan en las tablas A.1 y A.2 de los Tsunamis en el Caribe indicando cuales han sido las localidades afectas para Venezuela por este fenómeno natural.

Cuadro A.1: Registro de Tsunamis históricos en Venezuela

No	Fecha	Latitud	Longitud	Localidad afectada
1	23/08/1498	10.2	61.2	Boca de Serpiente, Pedernales, Golfo de Cariaco, Cumaná y Península de Araya
2	01/09/1530	10.7	64.2	Península de Paria, Cumaná, Isla de Cubagua, Isla de Margarita, Nueva Cádiz, Península de Araya, Umbral de Araya, Golfo de Cariaco, Puerto Cabello y Cariaco.
3	25/12/1541	10.7	63.8	Nueva Cádiz, Cumaná, Isla de Cubagua
4	01/09/1543	10.7	64.1	Nueva Cádiz, Cumaná, Península de Araya e Isla de Cubagua
5	Fin de siglo XVI	10.7	64.1	Cumaná
6	1726	10.6	64.3	Península de Araya y Salina de Araya
7	1750	10.5	64.3	Cumaná
8	21/10/1766	6.5	67.4	Punta delgada y Rio Orinoco
9	15/08/1802	10.3	64.5	Rio Orinoco

Cuadro A.2: Registro de Tsunamis históricos en Venezuela

No	Fecha	Latitud	Longitud	Localidad afectada
10	26/03/1812	11.5	66.9	La Guaira
11	15/07/1853	12.1	63.6	Cumaná, Sabana de Salgado, Puerto Sucre y Sabana de Caiguire
12	1867	-	-	Carúpano e Isla de Margarita.
13	1868	-	-	Maiquetía, Cabo Blanca
14	13/08/1868	10.7	63.8	Juan Griego, Isla de Margarita, Rio Caribe y San Juan Puerto Rico
15	29/10/1900	11.0	66.4	Puerto Tuy, Macuto, Rio Neverí, Puente Hierro y Trinidad.
16	1906	-	-	Cabo Blanca, Maiquetía
17	31/01/1906	01.0	81.5	Cumaná, Carúpano, Rio Cabibe, Nueva Esparta
18	12/11/1916	10.5	67.8	Ocumare de la Costa
19	13/09/1928	-	-	Carúpano
20	17/01/1929	10.6	64.6	Cumaná, Manicure, El Salado, Puerto Sucre, El Barbudo
21	04/11/1932	-	-	Cumaná
22	03/08/1950	10.6	69.5	Puerto Cabello
23	18/01/1955	11.3	69.4	La Vela
24	16/06/1961	8.9	73.4	Lago de Maracaibo
25	20/09/1968	10.7	62.7	Venezuela - Trinidad
26	03/09/1979	-	-	Puerto Cumarebo
27	09/07/1997	10.6	63.5	Isla de Margarita, Cariaco, Cumaná, Sucre y Tobago.

APÉNDICE B

CÓDIGO DE ALGUNOS BÓTONES PROGRAMADOS

A continuación se presentan los códigos asociados a los botones área de estudio, simular tsunami y los cálculos intermedios previos a la construcción del archivo de configuraciones:

- Código del botón referente al área de estudio.

```
% --- Executes on button press in batimetria.

function batimetria_Callback(hObject, eventdata, handles)
pathname = 'C:\Users\USUARIO\Documents\Juan Espinoza\GUI';
initialdir = pwd;
if exist('C:\Users\USUARIO\Documents\Juan Espinoza\GUI\layer01.dep',
'file')~=0;
    uiopen('C:\Users\USUARIO\Documents\Juan Espinoza\GUI',1)
else
    [filename, pathname] = uigetfile( ...
        {'*.dat', 'Batimetría (*.dat)'; ...
        '*.*', 'All Files (*.*)'}, ...
        'Batimetría',pathname);
    if isequal([filename,pathname],[0,0]) % Handle "Cancel"
        buttonpress
        cd(initialdir);
        return
    else
        uiopen(fullfile(pathname,filename),1);
    end
end

area
uiwait
```

- Código del botón que inicia la simulación (Simular Tsunami).

```
% --- Executes on button press in SimularT.
function SimularT_Callback(hObject, eventdata, handles)
winopen('C:\Users\USUARIO\Documents\Juan Espinoza\GUI\corrida_Alboran
_GUI\comcot.exe')
```

- Código referente a los cálculos intermedios en la construcción del archivo de configuraciones (comcot.ctl)

```
function archhivo (x,L,c,d,e,f,g,h,z,Nx,Ny,Co,dx,eqn,LatC,LonC)
Cr=0.5;
G=9.8;
C=sqrt(G*x);
T=(Cr*dx)/C;
timeSp=T/2;

dist=3000;
totalR=dist/C;
A=(4*32)/(8*1024);
peso=2000000;

timeIn=((4*Nx*Ny*totalR)/peso)*A;

fid=fopen('comcot.ctl','w');

fprintf(fid,'%s \n', '#####');
fprintf(fid,'%s \n', '#');
fprintf(fid,'%s \n', '# Control file for COMCOT program (v1.6)');
fprintf(fid,'%s \n', '#');
fprintf(fid,'%s \n', '#####');
fprintf(fid,'%s \n', '---+-----1-----+-----2-----+-----3-----+-----4-----+-----5-
---+-----6-----+-----7-----+-----8 ');
fprintf(fid,'%s \n', '#=====');
=====');
fprintf(fid,'%s \n', '# General Parameters for Simulation :
Value Field |');
fprintf(fid,'%s \n', '#=====');
=====');
fprintf(fid,'%s ', ' Total run time (seconds) : ');
fprintf(fid,'%6.2f \n', totalR);
fprintf(fid,'%s ', ' Time interval for output file ( unit: sec ) : ');
fprintf(fid,'%6.2f \n', timeIn);
fprintf(fid,'%s \n', ' Specify ini surface (9:FLT,1:File,2:WM,3:LS) :
9');
%fprintf(fid,'%s \n', b);
```

```
fprintf(fid,'%s \n', ' Start Type (0-Cold start; 1-Hot start)      :  
0 ');  
fprintf(fid,'%s \n', ' Starting step # (If hot start)           :  
1000 ');  
fprintf(fid,'%s \n', '');
```


APÉNDICE C

PARÁMETROS FOCALES DE LAS FALLAS DEL MAR DE ALBORÁN

A continuación se presentan en la tabla C.1 los parámetros focales asociados a las diez fallas ubicadas en el Mar de Alborán.

Cuadro C.1: Parámetros de las fallas del Mar de Alborán [27]

Nombre	Longitud (km)	Ancho (km)	Plano de falla (km)	Ángulo de dislocación	Rumbo de la falla	Mw
Alboran Ridge North Fault (E-S)	37	13	57	60	45	6.71
Alboran Ridge North Fault (W-S)	45	11	38	75	10	6.74
Alboran Ridge South Fault (E-S)	93	13	242	60	70	6.91
Tofiño Bank Fault	49	16	78	45	75	6.92
Carboneras Fault (S-S)	42	11	237	85	15	6.70
Carboneras Fault (C-S)	42	11	48	85	15	6.70
Carboneras Fault (N-S)	54	11	50	85	15	6.81
Yusuf Fault (W-S)	83	10	101	80	170	6.96
Yusuf Fault (E-S)	97	10	282	80	-170	7.03

APÉNDICE D

EXPRESIONES EQUIVALENTES A LAS ALGEBRÁICAS EN DIFERENCIAS FINITAS

A continuación se presenta las ecuaciones numéricas del sistema de ecuaciones no lineal planteado en el capítulo dos:

$$n_{i,j}^{n+1/2} = n_{i,j}^{n-1/2} - r_x(P_{i+1/2,j}^n - P_{i-1/2,j}^n) + r_y(Q_{i,j+1/2}^n - Q_{i,j-1/2}^n) \quad (D.1)$$

$$\begin{aligned} P_{i+1/2,j}^{n+1} &= \frac{1}{1 + \nu_x \Delta t} \left\{ (1 - \nu_x \Delta t) P_{i+1/2,j}^n - r_x g H_{i+1/2,j}^{n+1/2} (n_{i+1/2,j}^{n+1/2} - n_{i,j}^{n+1/2}) \right\} \dots \\ &\quad - \frac{r_x}{1 + \nu_x \Delta t} \left\{ \lambda_{11} \frac{(P_{i+3/2,j}^n)^2}{H_{i+3/2,j}^n} + \lambda_{12} \frac{(P_{i+1/2,j}^n)^2}{H_{i+1/2,j}^n} + \lambda_{13} \frac{(P_{i-1/2,j}^n)^2}{H_{i-1/2,j}^n} \right\} - \dots \\ &\quad - \frac{r_x}{1 + \nu_x \Delta t} \left\{ \lambda_{21} \frac{(PQ)_{i+1/2,j+1}^n}{H_{i+1/2,j+1}^n} + \lambda_{22} \frac{(PQ)_{i+1/2,j}^n}{H_{i+1/2,j}^n} + \lambda_{23} \frac{(PQ)_{i+1/2,j-1}^n}{H_{i+1/2,j-1}^n} \right\} \end{aligned} \quad (D.2)$$

$$\begin{aligned} Q_{i,j+1/2}^{n+1} &= \frac{1}{1 + \nu_y \Delta t} \left\{ (1 - \nu_y \Delta t) Q_{i,j+1/2}^n - r_y g H_{i,j+1/2}^{n+1/2} (n_{i,j+1/2}^{n+1/2} - n_{i,j}^{n+1/2}) \right\} - \dots \\ &\quad - \frac{r_y}{1 + \nu_y \Delta t} \left\{ \lambda_{41} \frac{(Q_{i,j+3/2}^n)^2}{H_{i,j+3/2}^n} + \lambda_{42} \frac{(Q_{i,j+1/2}^n)^2}{H_{i,j+1/2}^n} + \lambda_{43} \frac{(Q_{i,j-1/2}^n)^2}{H_{i,j-1/2}^n} \right\} - \dots \\ &\quad - \frac{r_y}{1 + \nu_y \Delta t} \left\{ \lambda_{31} \frac{(PQ)_{i+1,j+1/2}^n}{H_{i+1,j+1/2}^n} + \lambda_{32} \frac{(PQ)_{i,j+1/2}^n}{H_{i,j+1/2}^n} + \lambda_{33} \frac{(PQ)_{i-1,j+1/2}^n}{H_{i-1,j+1/2}^n} \right\} \end{aligned} \quad (D.3)$$

APÉNDICE E

CÁLCULO DEL ERROR EN EL MÉTODO DE DIFERENCIAS FINITAS (MDF)

A continuación se presenta la expresión para el cálculo del error en el MDF partiendo de la serie de Taylor:

$$\left[\frac{\partial \epsilon}{\partial t} \right]_i^j = \frac{\epsilon_i^{j+1} - \epsilon_i^j}{ht} \frac{1}{2} \left[\frac{\partial^2 \epsilon}{\partial t^2} \right]_i^j ht - \dots - \frac{1}{m!} \left[\frac{\partial^m \epsilon}{\partial t^m} \right]_i^j ht^{m-1} - \frac{R^{m+1}}{ht} \quad (\text{E.1})$$

donde

$$\frac{R^{m+1}}{ht} = \frac{1}{(m+1)!} \frac{\partial^{m+1} \epsilon(z)}{\partial t^{m+1}} \frac{ht^{m+1}}{ht} = O(ht^m) \quad (\text{E.2})$$

$$\left[\frac{\partial \epsilon}{\partial t} \right]_i^j = \frac{\epsilon_i^{j+1} - \epsilon_i^j}{ht} - \frac{1}{2} \frac{\partial^2 \epsilon(z)}{\partial t^2} ht \quad (\text{E.3})$$

donde el término de error es:

$$E_i^j = -\frac{1}{2} \frac{\partial^2 \epsilon(z)}{\partial t^2} ht = O(ht) \quad (\text{E.4})$$

BIBLIOGRAFÍA

- [1] Harvey, M., Alan, R., Eileen, H. and Witter, C. *Tsunami history of an Oregon coastal lake reveals a 4600 yr record of great earthquakes on the Cascadia subduction zone*. Geological Society of America, **117** (2004) 1009-1032.
 - [2] Thomas, H. and Stephen, H. *Source characteristics of hypothetical subduction earthquakes in the northwestern United States*. Seismological Society of America, **76** (1986) 675-708.
 - [3] Raphaël, P., Patrick, W., Junun, S., Franck, L., Benjamin, B., Emilie, D., Delphine, G., Philippe, B., Franck, V, Daniel, B. and Christopher, G. *Tsunamis as geomorphic crises: Lessons from the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, West Banda Aceh (Sumatra, Indonesia)*. Geophysical Research Letters, **104** (2009) 59-72.
 - [4] Dorbath, L., Cisternas, A. and Dorbath, C. *Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru*. Seismological Society of America, **80** (1990) 551-576.
 - [5] Hermann, M., Catherine, M., Patricio, A., Rodrigo, C., Patricio, W., Nikos, K., Robert, W., Sergio, E., Gianina, M., Carolina, V., Carl, E., Athanassios, P., Manuel, C., Rafael, A., Juan, D. and Costas, S. *Field Survey of the 27 February 2010 Chile Tsunami*. Pure and Applied Geophysics, **168** (2011) 1989-2010.
 - [6] Nobuhito, M., Tomoyuki, T., Tomohiro, Y. and Hideaki, Y. *Survey of 2011 Tohoku earthquake tsunami inundation and run-up*. Geophysical Research Letters, **38** (2011) 1652-1676.
 - [7] UNESCO. *Intergovernmental Coordination Group for the Indian Ocean Tsunami Warning and Mitigation System (ICG/IOTWS)*. Intergovernmental Oceanographic Commission. India, **2** (2005) 14-16.
 - [8] Hayir, A. *The near-field tsunami amplitudes caused by submarine landslides and slumps spreading in two orthogonal directions*. Ocean Engineering, **33** (2006) 654-664.
 - [9] Pelinovsky, E. and Poplavsky, A. *Simplified Model of Tsunami Generation by Submarine Landslides*. Phys. Chem. Earth, **21** (1996) 13-17.
-

- [10] Philip, L., Seung, B. and Young, S. *Computer Programs for tsunami propagation and inundation*. National Science Foundation, **1** (1998) 1-104.
- [11] Liu, X. and Hsiao, C. *The Cost Escalation of Social Health Insurance Plans in China: Its Implications for Public Policy* Social Science & Medicine, **41** (1995) 1095-1101.
- [12] Roshan, A., Basu, P. and Jangid, R. *Performance evaluation of some tsunami numerical models for far field propagation of 2011 tsunami*. International Tsunami Symposium, **1** (2013) 1009-1032.
- [13] Prasetya, G., Borrero, J., Lange, W., Black, K., Healy, T. *Modeling of inundation dynamics on Banda Aceh, Indonesia during the great Sumatra tsunamis December 26, 2004*. Natural Hazards, **58** (2011) 1029-1055.
- [14] Jayasuriya, S. and McCawley, P. *The Asian Tsunami: Aid and Reconstruction after a Disaster*. Asian Development Bank Institute, **1** (2010) 100-6008.
- [15] UNESCO. *Exercise caribe wave/lantex 13 a Caribbean Tsunami Warning Exercise*. Intergovernmental Oceanographic Commission. Exercise Caribe Wave/Lantex 13. A Caribbean Tsunami Warning Exercise, 20 March 2013. **1**; Participant Handbook. IOC Technical Series No. 101. Paris, (2012).
- [16] Schubert, C. *Tsunamis in Venezuela: Some Observations on their Occurrence*. Journal of Coastal Research Special, **12** (1994) 189-195.
- [17] Scaffers, A. *Paleotsunami evidences from boulder deposits on Aruba, Curacao and Bonaire*. Science of Tsunami Hazards, **20** (2002) 26-37.
- [18] Lander, J., Whiteside, L. and Lockridge, A. *A Brief History of Tsunamis in the Caribbean Sea*. Science of Tsunami Hazards, **20** (2002) 57-94.
- [19] Theilen, B. *Tsunami hazard in northern Venezuela*. Hazards, **25** (2006) 144-159.
- [20] Álvarez, A., Aniel, Í., Í., González, M. and Otero L. *Tsunami hazard at the Western Mediterranean Spanish coast from seismic sources*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., **11** (2011) 227-240.
- [21] Papadopoulos, G. and Imamura, F. *A proposal for a new tsunami intensity scale*. Proceedings, **5** (2001) 5-1.
- [22] Kundu, A. *Tsunami and Nonlinear Waves*. Springer. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, **2** (2007) 31-48
- [23] Mansinha, L. and Smylie, E. *The displacement fields of inclined faults*. Bulletin of the seismological society of America, **61** (1971) 1433-1440.
- [24] Okada, Y. *Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space*. Bulletin of the seismological society of America, **75** (1985) 1135-1154.
-

-
- [25] Liu, G. Liu, X. and Meng, Q. *Privatization of the Medical Market in Socialist China: A Historical Approach* Health Policy, **27** (1994) 157-174.
- [26] GEBCO. *The GEBCO_08 Grid*, versión 20081212. <http://www.gebco.net> (2008)
- [27] Álvarez, A., Aniel, Í., González, M., Olabarrieta, M. and Carreñc, E. *Scenarios for earthquake-generated tsunamis on a complex tectonic area of diffuse deformation and low velocity: the alboran sea, western mediterranean*. Marine Geology, **284** (2011) 1-230.
- [28] Apostolos, S. and Jaekwan, K. *Propagation and amplification of seismic waves in 2-D valleys excited by obliquely incident P- and SV- waves*. Earthquake engineering and structural dynamics, **22** (1993) 167-182.
- [29] Blaser, L., Krüger, F., Ohrnberger, M. and Scherbaum, F. *Scaling Relations of Earthquake Source Parameter Estimates with Special Focus on Subduction Environment*. Bulletin of the Seismological Society of America, **100** (2010) 2914-2926.
- [30] Harold, G. *The momentum of Tsunami waves*. Science of Tsunami Hazards, **20** (2002) 38-41.
- [31] Lagos, M. and Gutiérrez, D. *Simulación del tsunami de 1960 en un estuario del centro-sur de Chile*. Revista de Geografía Norte Grande, **33** (2005) 5-18.
- [32] Stacey F. *Physics of the earth*. Jhon Wiley & Sons, **2** (2008) 143-145.
- [33] Strasser, F., Arango, M. and Bommer, J. *Scaling of the Source Dimensions of Interface and Intraslab Subduction-zone Earthquakes with Moment Magnitude*. Seismological Research Letters, **81** (2010) 941-950.
-