



Escola Tècnica Superior d'Enginyers
de Camins, Canals i Ports de Barcelona

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA

PROYECTO O TESIS DE ESPECIALIDAD

Título

Análisis de la generación y propagación de tsunamis en la costa atlántica española.

Autor/a

LLANOS FLORES, BORJA

Tutor/a

SIERRA PEDRICO, JOAN PAU

Departamento

Departamento de Ingeniería Hidráulica, Marítima y Ambiental

Intensificación

Intensificación en Ingeniería Marítima

Fecha

Octubre de 2010

Análisis de la generación y propagación de tsunamis en la costa atlántica española.

Autor: Llanos Flores, Borja

Tutor: Sierra Pedrico, Joan Pau

Los tsunamis son uno de los desastres naturales más devastadores que se pueden padecer en la península Ibérica. Estos eventos pueden generarse en dos puntos: la región sísmica enfrente de la costa de Argelia, afectando a la costa Mediterránea; y la zona de fractura Azores-Gibraltar, afectando a la costa atlántica al suroeste de la península. En este documento se estudiará este segundo caso.

Las consecuencias del choque de un tsunami con la costa conlleva destrozos en estructuras tanto marítimas, como de cualquier otro tipo, al adentrarse hasta pocos kilómetros dentro de la plataforma continental sin disipar energía de una forma efectiva, arrasando con todo que lleva a su paso. Aquellos que se recuerdan de más magnitud, presentan un parte catastrófico de pérdidas humanas y económicas.

Las fuentes de información disponibles para evaluar los tsunamis provienen de dos orígenes diferentes: a partir de mediciones reales realizadas con mareógrafos, o bien mediante simulaciones numéricas del evento.

El presente documento trata de desarrollar el estudio de tsunamis mediante simulaciones numéricas de propagación e inundación con el modelo Comcot 1.7. En primer lugar se intenta calibrar dicho modelo en la zona de estudio simulando el conocido tsunami del Atlántico de 1969, ampliamente conocido y del que se tienen datos de mareógrafos. Con respecto a la propagación de tsunamis, se han utilizado las ecuaciones no lineales de Boussinesq adaptadas a ondas de estas características. Se ha contado con un sistema de mallas anidadas y jerarquizadas, con diferentes escalas y niveles de precisión, para poder estudiar regiones de inundación específicas.

Para ello se ha hecho un estudio para conocer las características de la región en la un tsunami se propaga. Igualmente ha sido necesario conocer los mecanismos de generación de estos eventos, y las fallas y estructuras que afectan a la región al suroeste del golfo de Cádiz.

Después de hacer un análisis de sensibilidad, en el que se cuantifica la variación en los resultados provocada por la incertidumbre en los datos, finalmente se ha querido dar un enfoque diferente al estudio del gran tsunami que ha sufrido el océano Atlántico: el tsunami de Lisboa de 1755. Finalmente, se ha simulado la propagación de tsunamis de magnitud intermedia entre el de 1969 y el de 1755, para cubrir un amplio rango de posibles eventos.

Tsunami wave generation and propagation analysis in the Atlantic Spanish coast

Author: Llanos Flores, Borja

Tutor: Sierra Pedrico, Joan Pau

Tsunamis are one of the most devastating natural disasters that the Iberian Peninsula could suffer. These events can be generated in two different regions: the seismic zone situated in front of the Argelia coast, affecting the Mediterranean coast; and the Azores Gibraltar fracture zone, affecting the Atlantic coast of Southwest Spain. This graduation thesis is about the Azores Gibraltar fracture zone affecting the Atlantic coast.

The tsunami shock against the coast leads to damage in maritime structures as well as any other types. The wave inundates the coastal area (until few kilometers) without dissipation of energy thus destroying everything in its path. The most powerful tsunamis to date, report catastrophic human life and economic losses.

The available information sources to evaluate tsunamis come from two different points: from real measurements made by tidal gauges or from numerical simulation of the event.

This document is about developing the study of tsunamis through numerical simulations of propagation and run-up working with the Comcot 1.7 model. In the first part of, this model is tried to be calibrated in the region of study by simulating the well known Atlantic 1969 tsunami. Regarding the tsunamis propagation, Boussinesq type non-linear equations have been used and adapted to the waves with these characteristics. A nested grid system with different degrees and accuracy levels is used to study specific inundation regions.

Research has been done to know the main features of the region where the tsunami propagates. In addition, the study of the mechanisms of generation of these events, as the faults and structures which affect the region at the Southwest gulf of Cadiz has been necessary.

An attempt has been done to make a new approach to study the 1755 Lisbon Tsunami that affected the Atlantic Ocean. A sensitivity analysis quantifying the results change due to the uncertainty of data has been made too. Finally, the propagation of tsunamis with a magnitude between those of 1969 and 1975 has been carried out in order to cover the widest range of possible events.

TABLA DE CONTENIDO

TABLA DE CONTENIDO.....	IV
ÍNDICES DE FIGURAS Y TABLAS	VII
ÍNDICE DE FIGURAS.....	VII
ÍNDICE DE TABLAS	X
1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS.....	1
2. ESTADO DEL CONOCIMIENTO	4
2.1 CRONOLOGÍA DE UN TSUNAMI	4
2.1.1 MECANISMO FUENTE	4
2.1.2 PROPAGACIÓN	6
2.1.3 INUNDACIÓN.....	7
2.2 MAGNITUD E INTENSIDAD DE UN TERREMOTO	7
2.3 MAGNITUD E INTENSIDAD DE UN TSUNAMI	8
2.4 TSUNAMIS EN ESPAÑA	10
2.5 TSUNAMI DE LISBOA DE 1755	10
2.5.1 ZONA DE SUBDUCCIÓN DE GIBRALTAR.....	10
2.5.2 FUENTE MÚLTIPLE DE DOS FALLAS.....	11
2.5.3 FUENTES DE MENOR TAMAÑO.....	11
2.5.3.1 Marquês de Pombal fault.....	12
2.5.3.2 Goringe Bank	12
2.5.3.3 Cabo de San Vicente	12
3. ÁREA DE ESTUDIO: GOLFO DE CÁDIZ.....	13
3.1 CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	13
3.2 SISMICIDAD EN LA REGIÓN AZORES-GIBRALTAR	14
3.3 PRECEDENTES DE TSUNAMIS EN LA ZONA DE ESTUDIO	16
3.4 MALLADO DEL ÁREA DE ESTUDIO	19
3.4.1 MALLA 01 (SUROESTE DE LA PENÍNSULA)	20
3.4.2 MALLA 02 (BAHÍA Y PUERTO DE CÁDIZ)	20
4. MODELO DE PROPAGACIÓN COMCOT	24
4.1 FUENTE DE GENERACIÓN	24

4.1.1	MODELO DE FALLA	24
4.1.2	WAVE MAKER (CREADOR DE OLAS)	26
4.1.3	SUBMARINE LANDSLIDE MODEL (MODELO DE DESLIZAMIENTO DE TIERRAS)	26
4.1.4	ESPECIFICAR SUPERFICIE INICIAL	26
4.2	PROPAGACIÓN	26
4.2.1	MODELO LINEAL	27
4.2.2	MODELO NO LINEAL	29
4.3	INUNDACIÓN Y RUN-UP	30
5.	<u>EJEMPLO PRÁCTICO: EL EVENTO DE 1969</u>	<u>33</u>
5.1	FUENTE DE GENERACIÓN	33
5.2	PROPAGACIÓN: MALLA 01	34
5.3	INUNDACIÓN BAHÍA DE CÁDIZ: MALLA 02	39
5.4	CALIBRACIÓN	44
6.	<u>ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD</u>	<u>47</u>
6.1	PROFUNDIDAD Y COORDENADAS DEL EPICENTRO	47
6.2	DIRECCIÓN DEL ACIMUT	50
6.3	LONGITUD DEL PLANO DE FALLA	57
6.4	ANCHO DE PLANO DE FALLA	60
6.5	DISLOCACIÓN	62
6.6	BUZAMIENTO DEL PLANO DE FALLA	63
6.7	ÁNGULO DE DESPLAZAMIENTO	65
7.	<u>AFECTACIÓN DEL TSUNAMI DE LISBOA A LA COSTA ESPAÑOLA</u>	<u>67</u>
7.1	OPCIÓN A	68
7.1.1	FUENTE DE GENERACIÓN	68
7.1.2	PROPAGACIÓN DEL TSUNAMI: MALLA 01	70
7.1.3	INUNDACIÓN: MALLA 02	73
7.2	OPCIÓN B	77
7.2.1	FUENTE DE GENERACIÓN	78
7.2.2	PROPAGACIÓN	79
7.2.3	INUNDACIÓN: MALLA 02	83
8.	<u>OTROS CASOS: TSUNAMIS INTERMEDIOS</u>	<u>88</u>
8.1	CASO 1	88
8.2	CASO 2	90
9.	<u>CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO</u>	<u>92</u>



REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS 95

ÍNDICE 99

ÍNDICES DE FIGURAS Y TABLAS

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1-1 División de placas tectónicas	5
Figura 2.1-2 Esquema de falla inversa.....	6
Figura 2.1-3 Esquema de falla normal.....	6
Figura 3.1-1 Batimetría de la zona de estudio	13
Figura 3.1-2 Subducción entre placas	14
Figura 3.2-1 Sismicidad en el océano Atlántico	15
Figura 3.2-2 Fallas y demás estructuras de la zona.....	16
Figura 3.2-3 Frecuencia de sismos en la convergencia Azores-Gibraltar.....	16
Figura 3.4-1 Batimetría de la malla 02	21
Figura 3.4-2 Poblaciones en la malla 02.....	22
Figura 4.1-1 Parámetros del modelo de falla.....	25
Figura 4.2-1 Esquema de malla utilizado en diferencias finitas.....	28
Figura 4.3-1 Esquema de límite móvil para el cálculo del run-up y el run down.....	31
Figura 5.1-1 Localización y área asociada de la falla fuente del tsunami de 1969	34
Figura 5.2-1 Tsunami de 1969 a los 0'. Malla 01.....	35
Figura 5.2-2 Tsunami de 1969 a los 10'. Malla 01.....	35
Figura 5.2-3 Tsunami de 1969 a los 20'. Malla 01.....	36
Figura 5.2-4 Tsunami de 1969 a los 40'. Malla 01.....	36
Figura 5.2-5 Tsunami de 1969 a los 60'. Malla 01.....	37
Figura 5.2-6 Tsunami de 1969 a los 80'. Malla 01.....	37
Figura 5.2-7 Perturbación máxima del nivel del mar en el tsunami de 1969. Malla 01.	38
Figura 5.2-8 Perturbación mínima del nivel del mar en el tsunami de 1969. Malla 01.	39
Figura 5.3-1 Tsunami de 1969 a los 40'. Malla 02.....	40
Figura 5.3-2 Tsunami de 1969 a los 60'. Malla 02.....	40

Figura 5.3-3 Tsunami de 1969 a los 70'. Malla 02.....	41
Figura 5.3-4 Tsunami de 1969 a los 80'. Malla 02.....	41
Figura 5.3-5 Tsunami de 1969 a los 90'. Malla 02.....	42
Figura 5.3-6 Perturbación máxima del nivel del mar en el tsunami de 1969. Malla 02.	43
Figura 5.3-7 Perturbación mínima del nivel del mar en el tsunami de 1969. Malla 02.	43
Figura 5.4-1 Registro del mareógrafo de Cádiz durante el evento de 1969	44
Figura 5.4-2 Situación hipotética del mareógrafo de Cádiz durante el evento de 1969	45
Figura 5.4-3 Comparación de señal real con simulada del evento de 1969.	45
Figura 6.1-1 Instantánea a 10'. Profundidad del epicentro a 12km de la superficie.	48
Figura 6.1-2 Instantánea a 10'. Profundidad del epicentro a 30km de la superficie.	48
Figura 6.1-3 Relación entre la profundidad del epicentro y la magnitud de la perturbación.....	49
Figura 6.2-1 Instantánea a 10' y acimut de 225°	51
Figura 6.2-2 Instantánea a 16' 40s y acimut de 225°	51
Figura 6.2-3 Instantánea a 10' y acimut de 45°	52
Figura 6.2-4 Instantánea a 16' 40s y acimut de 45°	52
Figura 6.2-5 Gráfico explicativo de falla inversa	53
Figura 6.2-6 Instantánea a 10' y acimut de 135°	54
Figura 6.2-7 Instantánea a 16' 40s y acimut de 135°	54
Figura 6.2-8 Instantánea a 10' y acimut de 315°	55
Figura 6.2-9 Instantánea a 16' 40s y acimut de 315°	55
Figura 6.2-10 Instantánea a 35' y acimut de 135°	56
Figura 6.2-11 Instantánea a 50' y acimut de 135°	57
Figura 6.3-1 Instantánea a 10' y longitud de falla de 120.5km	58
Figura 6.3-2 Instantánea a 10' y longitud de falla de 150km	58
Figura 6.3-3 Relación longitud de falla y perturbación del nivel del mar	59
Figura 6.4-1 Instantánea a 10' y ancho de falla de 50km	60
Figura 6.4-2 Instantánea a 10' y ancho de falla de 75km	61

Figura 6.4-3 Relación ancho del plano de falla y perturbación del nivel del mar	62
Figura 6.5-1 Relación dislocación y perturbación del nivel del mar	63
Figura 6.6-1 Relación buzamiento y perturbación del nivel del mar	65
Figura 6.7-1 Relación ángulo de desplazamiento y perturbación del nivel del mar	66
Figura 7.1-1 Localización y área asociada de la Zona de Subducción de Gibraltar	69
Figura 7.1-2 Tsunami de Lisboa a los 0', 10', 20' y 30' respectivamente. Malla 01.	70
Figura 7.1-3 Tsunami de Lisboa a los 40', 60', 80', 100' y 120' respectivamente. Malla 01.	71
Figura 7.1-4 Perturbación máxima del nivel del mar en el tsunami de Lisboa. Malla 01.	72
Figura 7.1-5 Perturbación mínima del nivel del mar en el tsunami de Lisboa. Malla 01.	73
Figura 7.1-6 Tsunami de Lisboa a los 40', 50', 60', 80', 100' y 120' respectivamente. Malla 02.	74
Figura 7.1-7 Perturbación máxima del nivel del mar en el tsunami de Lisboa. Malla 02.	75
Figura 7.1-8 Perturbación mínima del nivel del mar en el tsunami de Lisboa. Malla 02.	76
Figura 7.1-9 Perturbación de la superficie libre del mar en el punto 6.73°W, 36.47°N. Caso A.	77
Figura 7.2-1 Localización y área asociada de las fallas del Marquês de Pombal y de Guadalquivir Bank.....	79
Figura 7.2-2 Tsunami de Lisboa a los 0', 10', 20', 30', 40', 50', 60', 80' respectivamente. Malla 01.....	80
Figura 7.2-3 Tsunami de Lisboa a los y 120' respectivamente. Malla 01.....	81
Figura 7.2-4 Perturbación máxima del nivel del mar en el tsunami de Lisboa. Malla 01.	82
Figura 7.2-5 Perturbación mínima del nivel del mar en el tsunami de Lisboa. Malla 01.....	83
Figura 7.2-6 Tsunami de Lisboa a los 30' y 40' respectivamente. Malla 02.....	83
Figura 7.2-7 Tsunami de Lisboa a los 50', 60', 70', 80' y 100' respectivamente. Malla 02.	84
Figura 7.2-8 Perturbación máxima del nivel del mar en el tsunami de Lisboa. Malla 02.	85
Figura 7.2-9 Perturbación mínima del nivel del mar en el tsunami de Lisboa. Malla 02.....	86
Figura 7.2-10 Perturbación de la superficie libre del mar en el punto 6.73°W, 36.47°N. Caso B.	87
Figura 8.1-1 Perturbación máxima del nivel del mar en el tsunami caso1. Malla 01.	89
Figura 8.1-2 Perturbación máxima del nivel del mar en el tsunami caso1. Malla 02.	89
Figura 8.2-1 Perturbación máxima del nivel del mar en el tsunami caso2. Malla 01.	90

Figura 8.2-2 Perturbación máxima del nivel del mar en el tsunami caso2. Malla 02. 91

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.3-1 Magnitudes de tsunami.....	9
Tabla 3.3-1 Tsunamis en área de estudio.....	17
Tabla 3.3-2 Localización de tsunamis en la zona de estudio.....	18
Tabla 3.4-1 Características de la malla 01.....	20
Tabla 3.4-2 Características de la malla 02.....	22
Tabla 6.1-1 Comparación en el minuto 10 en puntos donde la perturbación del nivel del mar es mayor a 1m	49
Tabla 6.3-1 Comparación en el minuto 10 en puntos donde la perturbación del nivel del mar es mayor de 1 metro.	59
Tabla 6.4-1 Comparación en el minuto 10 en puntos donde la perturbación del nivel del mar es mayor a 1 metro.....	61
Tabla 6.5-1 Comparación en el minuto 10 en puntos donde la perturbación del nivel del mar es mayor de 1 metro	63
Tabla 6.6-1 Comparación en el minuto 10 en puntos donde la perturbación del nivel del mar es mayor de 1 metro	64
Tabla 6.7-1 Comparación en el minuto 10 en puntos donde la perturbación del nivel del mar es mayor de 1 metro	65
Tabla 7.1-1 Comparación tiempos de viaje de datos de la época con datos del tsunami sintético.....	72
Tabla 7.1-2 Comparación de alturas de ola de datos de la época con datos del tsunami sintético	76
Tabla 7.2-1 Comparación de tiempos de viaje de datos de la época con datos del tsunami sintético.....	81
Tabla 7.2-2 Comparación alturas de ola de datos de la época con datos del tsunami sintético.....	86

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

En primer lugar se definirá el concepto del que se hablará en todo el documento: el Tsunami. Un Tsunami es un tren de ondas largas que son producidas por una perturbación externa. Históricamente los fenómenos que han producido los tsunamis más devastadores son terremotos y deslizamiento de grandes bloques de rocas, aunque también se pueden producir por otras causas como explosiones subterráneas o erupciones volcánicas. En todos los casos el mecanismo es semejante: dicha perturbación desplaza verticalmente la columna de agua, originando un tren de ondas que se propaga por el mar rápidamente.

Un Tsunami es especialmente devastador por las características propias que le definen. Se ha dicho que su longitud de onda es muy larga, lo que hace que siempre viaje por aguas poco profundas en comparación a su longitud, de esta manera su velocidad de propagación depende únicamente de la profundidad del océano por donde está viajando de la siguiente manera:

$$c = \sqrt{g \cdot h} \quad \{1.1\}$$

Donde c es la celeridad de propagación, g la gravedad de la Tierra y h la profundidad del océano. Rápidamente se ve que poniendo valores típicos del océano Atlántico (caso de estudio), las velocidades son muy grandes (unos 800 km/h en alta mar).

Al llegar a la costa y encontrarse profundidades mucho más pequeñas, la onda sufre un fenómeno de refracción y asomeramiento, con lo que la onda frena y transforma la energía cinética en altura de ola (hasta 30 m). Dicha onda no rompe sino que entra en la plataforma continental arrasando todo a su paso.

Hay una sensación general que este tipo de catástrofes no pueden darse en las costas españolas: nada más lejos de la realidad. Hay dos zonas sismogénicas que pueden afectar a la península directamente. La primera está localizada en la zona atlántica, concretamente en la fractura Azores-Gibraltar en dirección a la península ibérica. En esta zona se han dado tsunamis con relativa poca frecuencia pero de gran magnitud y han sido especialmente destructivos. Aquí se han producido grandes tsunamis en 1531,1722 y el famoso de 1755. Cualquiera de estos tsunamis incide directamente a la costa española, pudiendo llegar al suroeste de la península a las costas de Cádiz y Huelva.

La segunda zona de peligrosidad en cuanto a generación de tsunamis se localiza en la cuenca mediterránea, en el norte de África, donde existe una zona de elevada actividad sísmica que afecta a las costas Baleares y de Levante. También hay una zona menor en el Mediterráneo en el mar de Alborán. El más reciente tuvo lugar en 2003, cuando un terremoto generado en Argelia, creó un pequeño tsunami que afecto a los puertos de Baleares ocasionando numerosos daños a dársenas y embarcaciones, además de causar pérdidas económicas debido al cese de actividades portuarias. Los tsunamis del

Mediterráneo son más débiles que los del Atlántico, pero tienen una frecuencia media de uno cada 25 años.

Estos fenómenos pueden ser especialmente destructivos. El ejemplo más reciente es el Tsunami de 2004, afectando al océano Índico, causando más de 250 mil víctimas directas e innumerables pérdidas económicas. También devastador fue el Tsunami de Lisboa de 1755, producido por un terremoto superficial de una magnitud estimada de 8.5, en el que según los informes de la época las olas alcanzaron alturas de hasta 20 m y que causó unas 60 mil víctimas directas y arrasó una ciudad histórica como Lisboa.

En los últimos años se ha hecho un gran esfuerzo para estudiar la posible fuente del Tsunami de Lisboa de 1755, analizando y localizando las estructuras activas del Suroeste de la península Ibérica que pudieran estar relacionadas con dicho evento. Aquí se hará un resumen y análisis de dichos estudios para obtener los candidatos más fiables y se simulará el Tsunami con el modelo Comcot para estudiar la similitud del Tsunami simulado con los informes de la época.

El objetivo principal del documento es conocer las características y las consecuencias de los tsunamis al llegar a la costa, particularizando en el caso de la costa atlántica española y se simulará el ejemplo citado del Tsunami de Lisboa.

Además, para estudiar la respuesta del modelo de simulación, se realizará un pequeño análisis de sensibilidad para conocer la variabilidad del evento al variar los parámetros del mecanismo fuente.

En resumen, el estudio consistirá en:

- Análisis del mecanismo fuente de un tsunami, la propagación e inundación del mismo.
- Determinar fuentes potenciales de generación en la zona de estudio, es decir la costa atlántica Española.
- Definir las características de los eventos de simulación.
- Simular numéricamente dichos eventos.
- Estudio del modelo de simulación COMCOT y análisis de sensibilidad.
- Resultados de las simulaciones y estudio de posibles zonas afectadas.

Como se ha dicho, se utilizará el modelo de simulación COMCOT. Hay varios factores que hacen difícil la simulación de generación de tsunamis, uno de ellos es la falta de herramientas. Hay muchos modelos 3D pero la mayoría sólo pueden simular ondas de tsunamis en regiones muy limitadas y no pueden reproducir el proceso entero desde la generación hasta la inundación. Estos modelos se utilizan para el estudio de corrientes marítimas.



Por lo tanto, para un uso más práctico se emplean modelos que pueden simular el proceso globalmente: generación, propagación e inundación. Es el caso del modelo COMCOT que se utilizará para hacer las simulaciones en este documento.

2. ESTADO DEL CONOCIMIENTO

Un Tsunami es un tren de ondas largas que son producidas por una perturbación externa. Históricamente los fenómenos que han producido los tsunamis más devastadores son terremotos y deslizamientos de grandes bloques de rocas, aunque también se pueden producir por otras causas como explosiones subterráneas o erupciones volcánicas. En todos los casos el mecanismo es semejante: dicha perturbación desplaza verticalmente la columna de agua, originando un tren de ondas que se propaga por el mar rápidamente hasta que llega a la costa.

Se va a analizar el evento por partes: mecanismo fuente, propagación e inundación.

2.1 CRONOLOGÍA DE UN TSUNAMI

Es obvio que en la cronología de la vida de un tsunami lo primero que se tiene es el nacimiento del mismo, donde se crea el tsunami a partir de un mecanismo fuente que puede ser de diferente naturaleza. Después de dicho nacimiento, este se propaga por el océano o mar correspondiente, y finalmente muere como inundación de la plataforma continental. A continuación se explican cada una de sus partes:

2.1.1 MECANISMO FUENTE

Los tsunamis pueden ser generados por diversas fuentes. Los dos factores principales son: la elevación de un área masiva de suelo oceánico y el colapso debido a terremotos submarinos, y un significativo volumen de deslizamiento de tierras en el agua o provenientes del continente. Otros posibles factores más extraños que pueden producir tsunamis son: explosiones volcánicas submarinas, y aun más improbable, impactos de meteoritos. La erupción del Krakatoa en 1883, situado entre las islas de Java y Sumatra, dio origen al mayor tsunami del que se tienen datos, alcanzando alturas de ola de 42m.

Los tsunamis producidos por deslizamiento de tierras o explosiones submarinas tienden a producir olas de periodo más corto que pueden causar daños significativos cerca del mecanismo fuente. Sobre tsunamis producidos por impactos de meteorito, se puede decir que puede causar una catástrofe global como la conocida en el Cretáceo-Terciario (K-T), impacto que causó la desaparición de los dinosaurios hace 60 millones de años.

Como se ha comentado en numerosas ocasiones, este documento se centrará en los terremotos como mecanismo fuente, que es el tipo de tsunami más común (96% de los casos observados). Este tipo de tsunamis suelen tener periodos de ola más largos y una distancia de propagación mayor.

Los terremotos son producidos en la interacción entre placas tectónicas. De acuerdo con la teoría de la Tectónica Global, la corteza terrestre está formada por seis grandes casquetes

esféricos y otros menores que engranan entre sí como un rompecabezas, es lo que se conoce como Placas Tectónicas.

La figura 2.1-1 muestra la división de las principales placas.

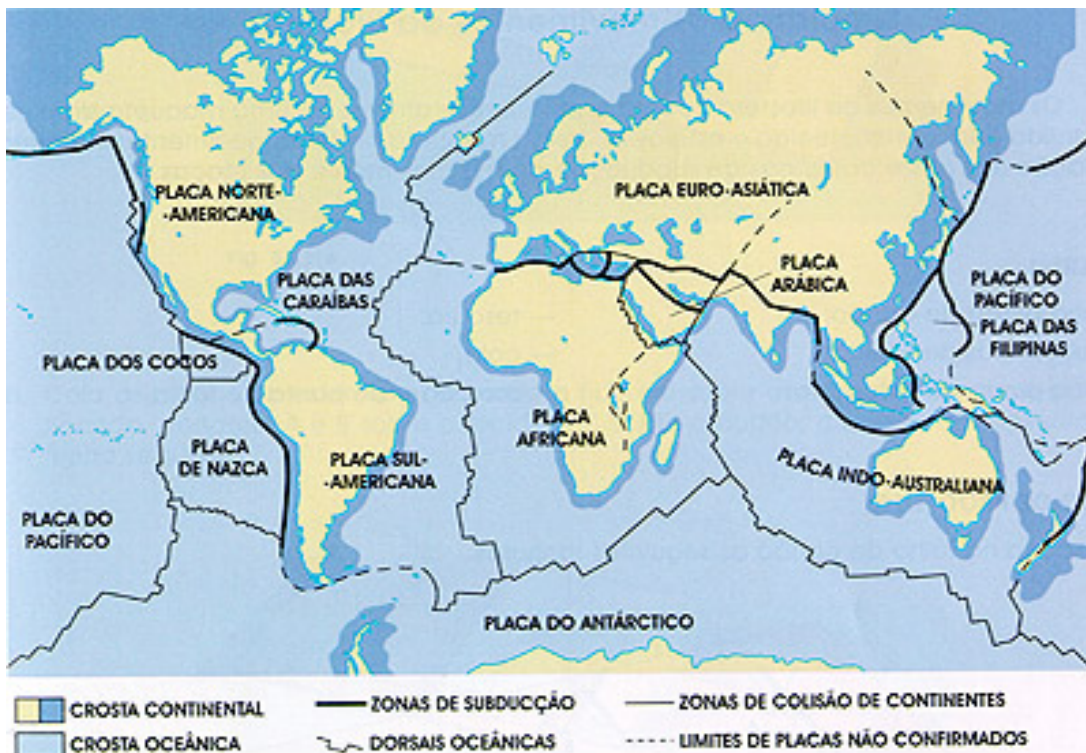


Figura 2.1-1 División de placas tectónicas

Esta teoría se fundamenta en el concepto que la Tierra no es rígida, sino que continentes y cuencas oceánicas derivan sobre una capa caliente y plástica fracturándose y reuniéndose.

En el caso de estudio se trata de la zona de la falla de las Azores, que está en el límite entre las placas Africana y Euroasiática, es una zona de subducción donde la placa africana lentamente se subduce debajo de la euroasiática.

Cuando los esfuerzos producidos en la subducción superan la resistencia del material, se produce la rotura y se libera súbitamente energía. La rotura se produce de una forma u otra dependiendo de los esfuerzos que gobiernen la zona. Cuando el foco o hipocentro del terremoto es superficial y por tanto ocurre en la corteza ($h < 60\text{km}$), su fractura corresponde a una falla geológica. Existen diversos tipos de fallas, pero las que pueden producir un tsunami debido al movimiento vertical que implican son las siguientes:

- **Falla inversa.**

Este tipo de fallas se genera por compresión horizontal. El movimiento es preferentemente horizontal y el plano de falla tiene típicamente un ángulo de 30 grados respecto a la horizontal. A continuación se muestra un esquema de una falla inversa (figura 2.1-2):

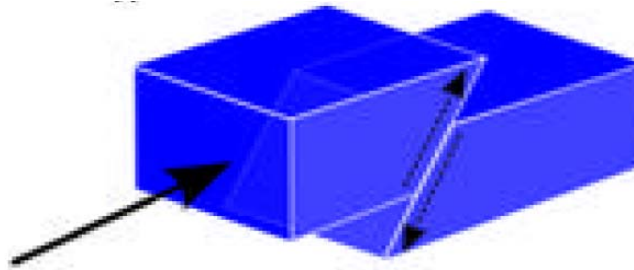


Figura 2.1-2 Esquema de falla inversa

- **Falla normal.**

Este tipo de fallas se generan por tensión horizontal. El movimiento es predominantemente vertical respecto al plano de falla, el cual típicamente tiene un ángulo de 60 grados respecto a la horizontal. A continuación se muestra un esquema de una falla normal:

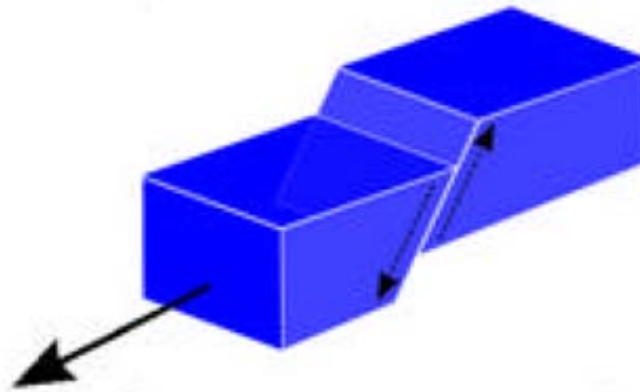


Figura 2.1-3 Esquema de falla normal

En la generación de tsunami, el factor primario es el momento sísmico del terremoto que lo origina, que se relaciona con la Magnitud del terremoto M_w por la ecuación:

$$M_w = \frac{2}{3}(\log(M_0) - 9.05) \quad \{2.1\}$$

Como factores secundarios en la generación de tsunami tenemos la profundidad del hipocentro y el mecanismo focal.

2.1.2 PROPAGACIÓN

Numerosos autores han utilizado distintos modelos basados en las ecuaciones de ondas para aguas someras para simular la propagación de tsunamis. Diversos modelos han sido estudiados en diferencias finitas, resolviendo las ecuaciones lineales de ondas largas para estudiar la propagación de tsunamis en mar abierto. En su estudio despreciaron los efectos de la fuerza de Coriolis y de la fricción por fondo, ya que, según ellos, tienen escasa influencia sobre el comportamiento del tsunami. También se afirma que en aguas profundas, el término de

inercia puede ser despreciado, pero que al aproximarse a tierra, debe ser tenido en cuenta el efecto de los términos convectivos. De esta manera se concluye que la teoría lineal puede ser utilizada en mar abierto.

No obstante, otros autores como Voit (1987) apuntan que la teoría lineal para «shallow water» conduce a acumulaciones graduales de errores incluso en aguas profundas, por lo que no pueden obtenerse resultados razonables a grandes distancias de la fuente de perturbación. Este autor sostiene que la mejor forma de simular la propagación de un tsunami es mediante las ecuaciones de Boussinesq. Warren y Huudgaard (1987) mostraron asimismo que los modelos basados en las ecuaciones de Boussinesq, tales como los propuestos por Abbott *et al* (1973) y (1981) son capaces de simular la propagación de tsunamis.

En el caso que se ocupa en este documento, el estudio de propagación de tsunamis no es de grandes distancias, ya que se analiza una generación en la zona de subducción de las placas africana y euroasiática, y la afectación del tsunami en las costas de Huelva y Cádiz, por lo que no se superan los 500km de propagación. Otro caso sería estudiar el impacto en las costas al otro lado del Atlántico.

En cuanto a la dirección de propagación, se ha supuesto que el oleaje se propaga radialmente a partir del epicentro, es decir, que se desplaza en todas direcciones.

2.1.3 INUNDACIÓN

Se ha investigado mucho para determinar el impacto de los tsunamis en las costas, tanto como la naturaleza de la inundación, el nivel de run-up, etc. Dawson (1994) sugiere que los procesos geomorfológicos asociados con el run-up y backwash del tsunami son muy complejos.

Narayan et al. (2005), encontraron que el grado de inundación está directamente relacionado con la morfología de la costa y el nivel de run-up. La intensidad del tsunami es mayor en áreas con una pendiente suave y una batimetría llana que en costas con dunas, y una batimetría con pendientes más pronunciadas.

El run-up es el fenómeno más devastador del tsunami. Es la parte que menos ha sido entendida y es difícil de estudiar como un problema de hidrodinámica básico. Además el comportamiento de la ola al llegar al continente puede ser muy diferente según lo que se encuentre. En el 75% de los casos la ola no rompe y avanza tierra adentro sin disipar energía y arrasando con todo lo que se encuentra a su paso. Esto, sobretodo, pasa en costas con una batimetría plana. En estos casos se puede estudiar el fenómeno con más o menos fiabilidad con la teoría lineal.

2.2 MAGNITUD E INTENSIDAD DE UN TERREMOTO

A continuación se resumen brevemente los conceptos de magnitud e intensidad de un terremoto.

La magnitud es una medida del tamaño del terremoto. Es un indicador de la energía que ha liberado y su valor es, en teoría al menos, independiente del procedimiento físico empleado para medirla y del punto donde se tome la lectura. La tendencia actual es a calcular la magnitud a partir del momento sísmico (M_0) del terremoto a para lo cual se pueden utilizar diversas aproximaciones (espectro de desplazamiento de la fuente, área bajo el pulso de la fuente etc.). A partir del momento sísmico se puede obtener la magnitud del terremoto con, por ejemplo,

$$M_w = \frac{2}{3}(\log(M_0) - 9.05) \quad \{2.2\}$$

Para cálculos posteriores se obtendrá el momento sísmico con la ecuación 4.3.

$$M_0 = \mu \cdot L \cdot W \cdot \Delta u \quad \{2.3\}$$

μ es el módulo de deformación de las rocas involucradas, para el que se utilizará un valor de $3 \cdot 10^{10}$ Pa.

L es la longitud de falla afectada en el terremoto.

W es el ancho de falla afectada en el terremoto.

Δu es la dislocación.

La intensidad es una medida del tamaño del terremoto basada en los efectos que produce (sobre las personas, los objetos, las construcciones y el terreno). La intensidad es distinta en cada lugar, ya que varía con la distancia al foco del terremoto. Así, un terremoto tendrá una magnitud única e intensidades diferentes en cada localidad, lo que permite elaborar mapas de igual intensidad, denominados mapas *de isosistas*. Hay diversas escalas de intensidad, establecidas de manera empírica y que están en uso en la actualidad (MSK ,EMS-98).

2.3 MAGNITUD E INTENSIDAD DE UN TSUNAMI

Medir la magnitud de un tsunami es más complicado que la de un terremoto. Inamura (1949) y Lida (1970) definieron la magnitud de un tsunami como dice la siguiente fórmula (ecuación 2.4)

$$m = \log_2 H_m \quad \{2.4\}$$

Donde H_m es la máxima altura del tsunami en relación con la costa, para un epicentro localizado entre 10km y 300km. Estas magnitudes se definen como explica la tabla 2.3-1 que se muestra en la siguiente página.

Wiegel (1970) combinó y adaptó las escalas de Inamura y Lida, siendo ésta la de más utilidad hoy en día, y es conocida como Escala Inamura-lida y se obtiene mediante la ecuación 2.5.

$$M = \log H \cdot \frac{runup}{0.3} \quad \{2.5\}$$

Grado de Tsunami	Energía (ergios)	Runup (m)
5.0	25.6×10^{23}	> 32
4.5	12.8×10^{23}	24 – 32
4.0	6.4×10^{23}	16 – 24
3.5	3.2×10^{23}	12 – 16
3.0	1.6×10^{23}	8 – 12
2.5	0.8×10^{23}	6 – 8
2.0	0.4×10^{23}	4 – 6
1.5	0.2×10^{23}	3 – 4
1.0	0.1×10^{23}	2 – 3
0.5	0.05×10^{23}	1.5 – 2
0.0	0.025×10^{23}	1 – 1.5
-0.5	0.0125×10^{23}	0.75 – 1
-1.0	0.006×10^{23}	0.50 - 0.75
-1.5	0.003×10^{23}	0.30 - 0.50
-2.0	0.0015×10^{23}	< 0.30

Tabla 2.3-1 Magnitudes de tsunami

De esta manera se relaciona la magnitud del tsunami no sólo con la altura de de ola, sino con el runup en la costa. Por lo que en la magnitud del tsunami también intervienen otros factores de los que el runup es función, como la batimetría de la plataforma continental.

La intensidad del tsunami dice cuan destructivo ha sido. Hay varias escalas de Intensidad normalizadas; una de las más conocidas es la Slegberg-Ambraseys, que tiene 6 grados como se definen a continuación:

1. **Muy suave.** La onda es tan débil que solo es perceptible en los registros de los mareógrafos.
2. **Suave.** Las ondas son percibidas por aquellos que viven a lo largo de la costa y están familiarizados con el mar. Normalmente se deja sentir en costas muy planas.
3. **Bastante fuerte.** Generalmente es percibido. Inundación de costas de pendientes suaves. Embarcaciones deportivas pequeñas son arrastradas a la costa. Daños leves en estructuras de material ligero situadas cerca de las costas. En estuarios, se invierten los flujos de los ríos hacia arriba.
4. **Fuerte.** Inundación de la costa hasta determinada profundidad. Daños de erosión en rellenos construidos por el hombre. Terraplenes y diques dañados. Las estructuras de material ligero cercanas a la costa son afectadas. Las estructuras costeras sólidas sufren daños menores. Pequeños veleros y pequeños buques son arrastrados tierra adentro o mar afuera. Costas cubiertas con desechos flotantes.
5. **Muy fuerte.** Inundación general de la costa hasta determinada profundidad. Los muros de muelles y estructuras sólidas cercanas al mar son dañadas. Las estructuras de material ligero son destruidas. Severa erosión de tierras cultivadas y la costa cubierta con desechos de artículos flotantes y animales marinos. Con excepción de grandes barcos, todo otro tipo de embarcación es llevada tierra adentro o hacia el mar.

Grandes ascensos de agua en ríos estuarios. Instalaciones portuarias resultan dañadas. Las personas se ahogan. Olas acompañadas de fuerte rugido.

6. **Desastroso.** Destrucción parcial o completa de estructuras artificiales a determinada distancia de la costa. Grandes inundaciones costeras. Buques grandes severamente dañados. Árboles arrancados de raíz o rotos. Muchas víctimas.

2.4 TSUNAMIS EN ESPAÑA

Existe un catálogo de tsunamis en España del Instituto Geográfico Nacional, que se ha realizado en base al anteriormente existente de Campos (1992), y fue actualizado, corregido y ampliado a partir de la participación en el Unified Catalogue of European Tsunamis realizado dentro del proyecto europeo GITEC (1995).

Hay catalogados 24 tsunamis que se han registrado en costas españolas desde el año 218 a.C., pero el de mayor importancia corresponde al originado como consecuencia del terremoto de 1 de noviembre de 1775. Existe una extensa bibliografía sobre este evento que afectó a las costas de Huelva y Cádiz, fundamentalmente. El último tsunami sufrido corresponde al que se produjo con el sismo de 21 de mayo de 2003 en Boumerdes (Argelia) de magnitud 6.8. El tipo de mecanismo focal, la superficialidad del hipocentro y la longitud de ruptura (50 km), hizo que se originara un pequeño tsunami que alcanzó la costa Balear unos 45 minutos después de la hora de origen del terremoto. Produjo cuantiosos daños materiales, especialmente en embarcaciones y dársenas.

Por consiguiente, las dos zonas con mayor riesgo de tsunami para las costas españolas son las correspondientes al Mediterráneo y al Atlántico, siendo esta última la de mayor peligrosidad.

2.5 TSUNAMI DE LISBOA DE 1755

En capítulos posteriores se hará una simulación del que ha sido el mayor tsunami (que se tiene constancia) en el Atlántico: el tsunami de 1755. La fuente de este tsunami es aún desconocida, y se han hecho numerosos estudios para averiguar cuál es la fuente más probable. A continuación se resumen los artículos más importantes que intentan situar el epicentro de dicho tsunami y explicar el mecanismo de rotura que provocó el terremoto.

2.5.1 ZONA DE SUBDUCCIÓN DE GIBRALTAR

M. A. Gutscher et al. (2006), estudiaron una gran falla situada en la zona de subducción de Gibraltar, debida a la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática (en el apartado 5 se puede ver un esquema, aquí se limitará a resumir el artículo).

La geometría de la zona sismogénica se puede representar como un rectángulo de dimensiones 180km (N-S) x 210km (E-W), que con una dislocación de 10m da una Magnitud estimada de 8,64.

El artículo hace un estudio macrosísmico para comparar las intensidades del terremoto de 1755 que se obtienen de documentos de la época, con las simuladas. Se hacen simulaciones en cuatro epicentros diferentes para obtener el que más se acerque a los datos de la época. La fuente centrada en 8,5°O; 36°N da las intensidades más cercanas, ya que predice $I=10$ en la costa del Algarve, $I=8-9$ en el SO de España, $I=8-9$ en el NO de Marruecos e $I=8$ en Lisboa, que es cercano al documentado $I=9$. De todos modos, la posición del epicentro según el análisis sísmico no tiene porqué coincidir con el análisis a partir del modelado del tsunami. Esto se comprobará en el capítulo 5.

2.5.2 FUENTE MÚLTIPLE DE DOS FALLAS

En Baptista et al. (2008), se da la posibilidad de una fuente múltiple como desencadenante del tsunami de 1755. Es decir, que por el movimiento de placas de la zona, se rompieran dos fallas al mismo tiempo desencadenando dos fuentes distintas simultáneas del tsunami.

La evaluación de las alturas de ola observadas y tiempos de viaje a lo largo de la costa ibérica, Marruecos, las islas de Madeira y Reino unido fue obtenido por Baptista et. Al. (1998) a través de detallados estudios de reportajes coetáneos de portugueses, españoles e ingleses.

El descubrimiento de estructuras tectónicas compresivas de significancia regional relacionadas con la convergencia entra las placas Africana y Euroasiática es uno de los mayores resultados de este artículo. Estos estudios han demostrado que la región más intensamente deformada engloba Goringe Ridge, los montes Ampere y Coral Patch, la parte norte del llano de Seine, el SO del margen continental de Iberia y el área del golfo de Cádiz.

El candidato estudiado en este artículo es uno compuesto por las estructuras de Marques de Pombal y Guadalquivir Bank. Ambas conjuntas pueden producir un sismo de Magnitud=8,51 que es mayor que 8.5 que se considera como el límite mínimo para el tsunami de Lisboa.

Las simulaciones de la propagación del tsunami utilizan el modelo no lineal de aguas someras basado en código SWAN (Mader, 1988, 2001).

En cuanto a los resultados, en lo que concierne a los tiempos de viaje, se concluye que los resultados son aceptables en muchos puntos, pero no en Huelva y Safi, ya que en ambos sitios la simulación produce llegadas muy tardías. Comparando alturas de ola, las obtenidas subestiman las olas sobretodo en Cádiz, donde los documentos hablan de olas de 15m y la ola calculada es de 5m. Baptista et. al (1998) concluyen que los reportajes históricos del suceso pueden presentar sobreestimaciones en las alturas de ola. Aunque esto puede ser una interpretación aceptable a la vez que sencilla, puede haber otras explicaciones sobre esta divergencia de resultados.

2.5.3 FUENTES DE MENOR TAMAÑO

Se han realizado numerosos estudios de estructuras tectónicas que no son suficientemente grandes para provocar el tsunami observado de 1755, hasta que se estudiaron otras opciones en los últimos años como las comentadas anteriormente. A continuación se citarán algunos artículos que concluyen que el tamaño de la estructura no es suficientemente grande.

2.5.3.1 MARQUÊS DE POMBAL FAULT

- Baptista, M. A. et al. (2000).
- *Zitellini et al. (1999)*, identificó esta estructura, aunque se dieron cuenta que no era suficientemente grande por sí sola, más tarde se demostró que era compatible con los cálculos de Baptista et. al. y se desarrolló una fuente compuesta.

2.5.3.2 GORRINGE BANK

- Gjevik, B. et al. (1997).
- *Martínez Solares, (1979)* y *Levret, (1991)* mediante datos macrosísmicos.
- *Abe, (1979)* mediante amplitudes medias de tsunamis.

2.5.3.3 CABO DE SAN VICENTE

- Nevio Zitellini et al. (1999). En este documento el candidato es una gran estructura de 200kmx50km al SO del cabo de San Vicente.

A los que se podría añadir Horseshoe fault y un numeroso etcétera de fallas, estructuras tectónicas y modelos compuestos, ya que se podrían citar cientos de artículos y autores.

3. ÀREA DE ESTUDIO: GOLFO DE CÁDIZ

La zona de estudio es la situada al Suroeste de la península Ibérica, comprendida entre las longitudes 13°W y 5°W y las latitudes 33°N y 39°N. En este capítulo se intenta hacer una descripción física de dicha área y explicar sus características tectónicas, ya que se trata de una zona muy activa.

3.1 CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

El siguiente mapa (figura 3.1-1) muestra la profundidad del océano en el área de estudio. Se puede observar que la profundidad máxima es de 5500 m y la existencia de dos cordilleras submarinas: Gorringe Bank a latitud 36,5°N y Coral Patch Smt a 35°N.

La batimetría se ha obtenido de la carta náutica 443.

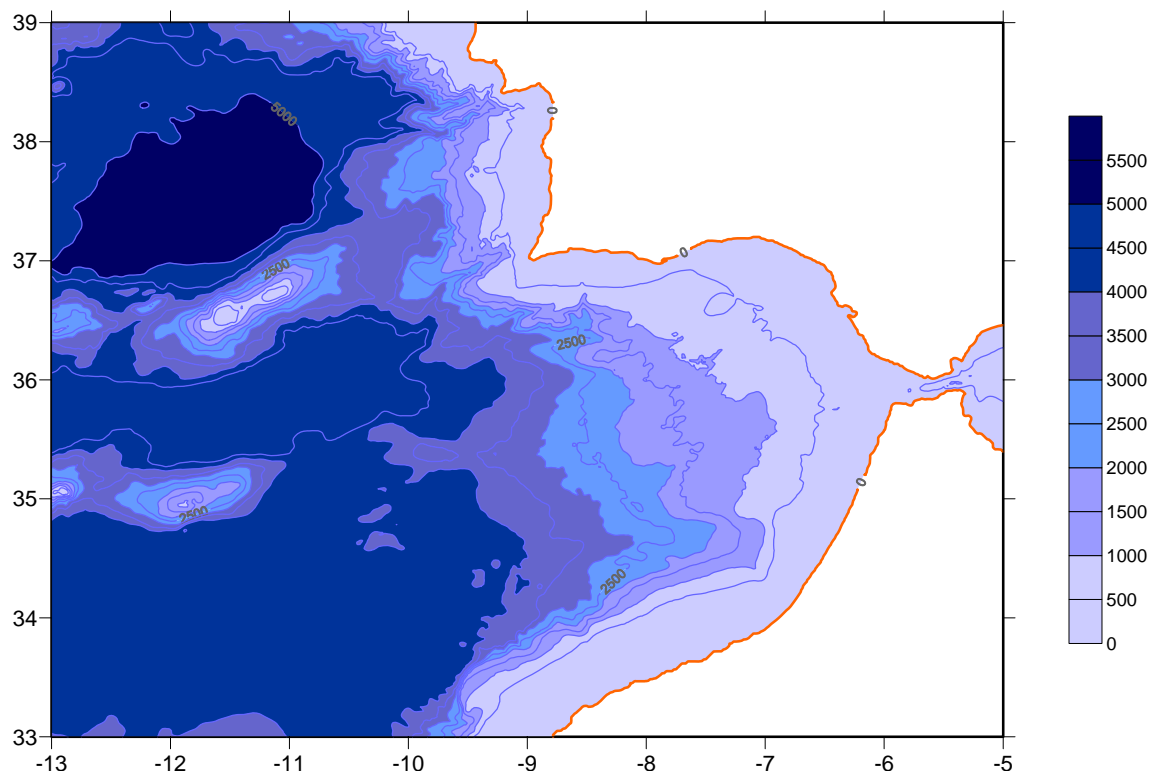


Figura 3.1-1 Batimetría de la zona de estudio

Esta zona es especialmente activa tectónicamente, ya que se encuentra en la zona de subducción entre las placas Africana y Euroasiática. La mayoría de los sismos se producen en límites de subducción entre placas.

La figura 3.1-2 muestra un esquema de una zona de subducción.

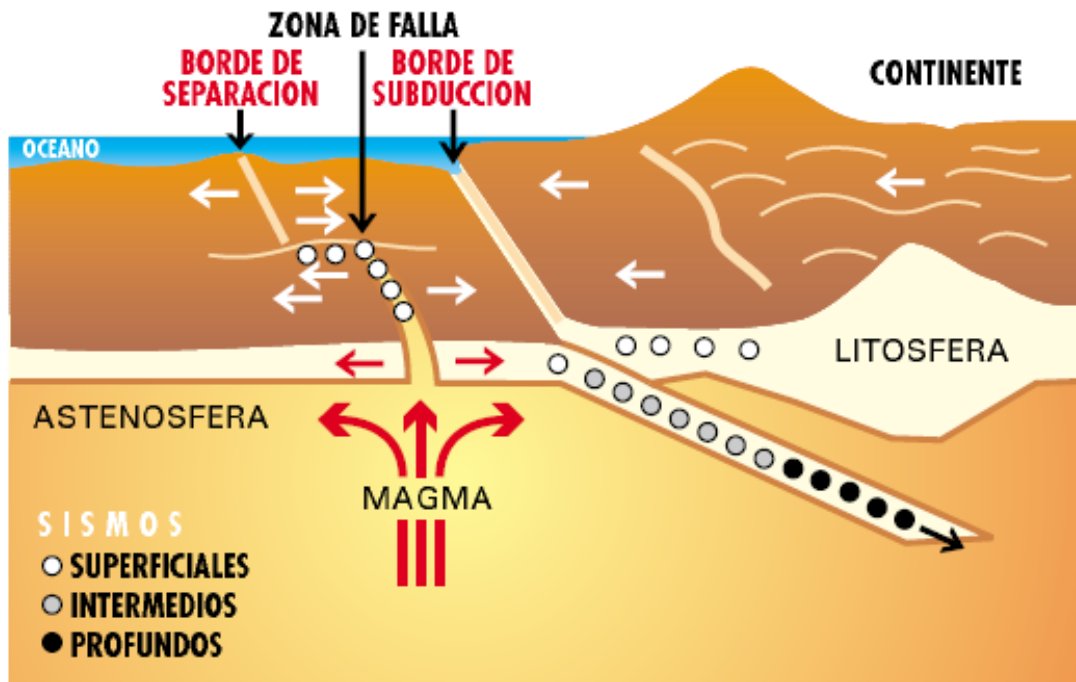


Figura 3.1-2 Subducción entre placas

3.2 SISMICIDAD EN LA REGIÓN AZORES-GIBRALTAR

Como se ha comentado, la sismicidad en la región es causada por la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática. En la figura 3.1-1, mostrada en la página siguiente, se observan en qué puntos se han producido los sismos de los últimos años en el Atlántico. Es fácil seguir la línea de puntos donde se han producido sismos, y ver que siguen la dorsal atlántica, producida por la convergencia entre las placas Americanas con la Africana y la Euroasiática. También se ve claramente la región Azores-Gibraltar, donde se producen una gran cantidad de terremotos, de gran magnitud y en su mayoría superficiales.

La estrella indicada en la figura 3.2-1 como "Euler pole", es el polo de rotación de África respecto Eurasia, en la longitud media entre las Azores y Gibraltar. Por esta razón, la parte central de la frontera Azores- Gibraltar es una falla transformante: the Gloria fault. Al este de dicha falla y, ya en el golfo de Cádiz, el límite entre placas no está bien definido y algunos autores lo han definido como un "límite difuso".

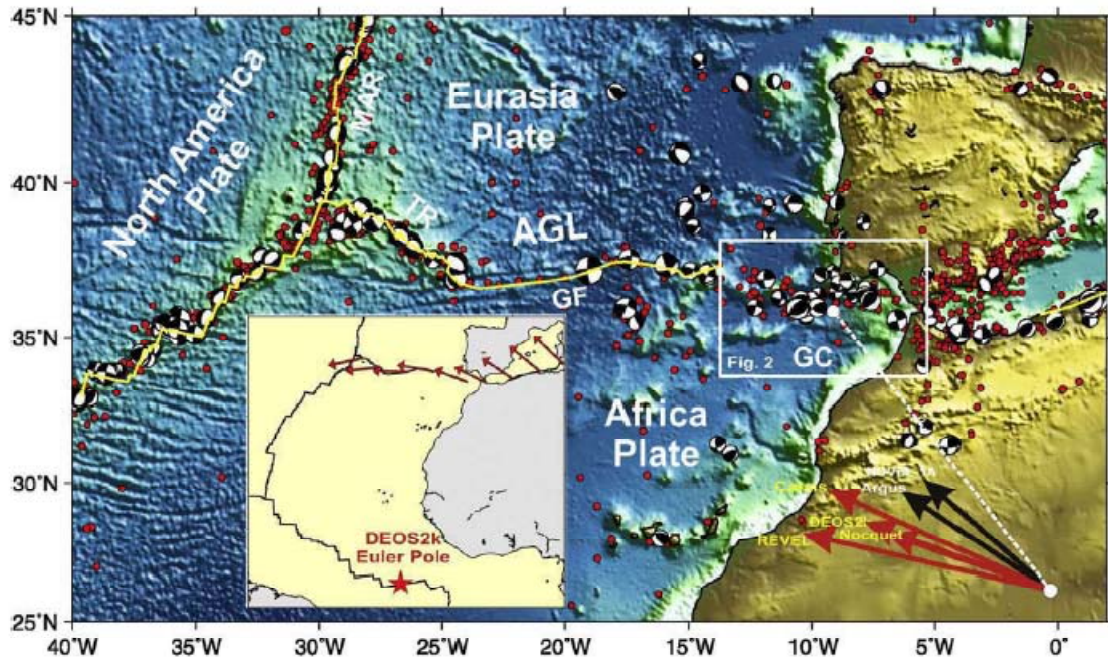


Figura 3.2-1 Sismicidad en el océano Atlántico

También se ha definido la parte entre Goringe Bank y Coral Patch Ridge, comprendiendo los llanos abisales de Horseshoe y Seine, como una zona de subducción. Ésta última teoría es la que soporta la opción estudiada en el apartado 7, “el Tsunami de Lisboa” como una de las posibles fuentes. Los últimos estudios en la zona revelan roturas y actividad tectónica, lo que es indicio de que puede haber futuros terremotos en la región, que podrían ser de gran magnitud. En el siguiente mapa (figura 5.2-2) se muestran las fallas y estructuras de la zona.

La leyenda de dicha figura 3.2-2 se explica a continuación: línea roja con triángulo es una falla inversa activa, línea morada con triángulo es un límite externo del contorno de acreción, línea azul con triángulo es una falla inversa inactiva, líneas azules con rombos son ejes de pliegues anticlinales, línea morada es una falla normal.

En el gráfico de la figura 3.2-3 recogido de www.usgs.gov, se explica la frecuencia en la que se dan terremotos en la región de estudio. La línea gruesa representa la función de máxima verisimilitud, y las más delgadas representan el intervalo de confianza del 95%. Este gráfico da una idea del periodo de retorno de un terremoto en esta zona en función de su magnitud. Si se mira una magnitud de $M_w=8.5$ (lo cual es extraordinariamente energético), el intervalo de confianza del 95% en el periodo de retorno estaría entre cinco mil años y un millón de años, lo que da una idea de la poca exactitud del cálculo.

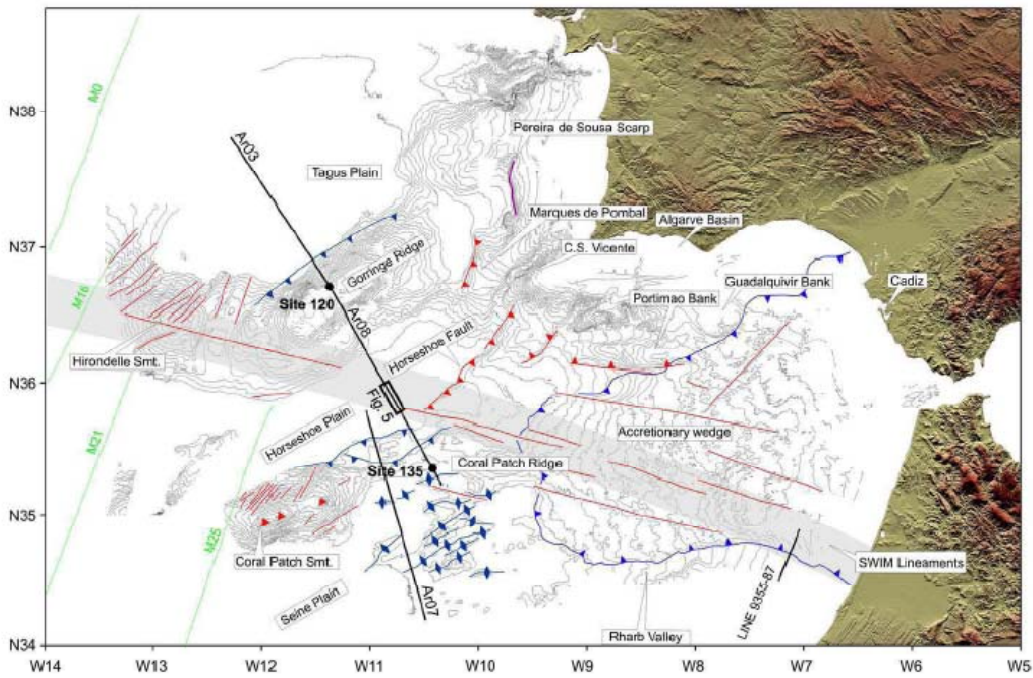


Figura 3.2-2 Fallas y demás estructuras de la zona

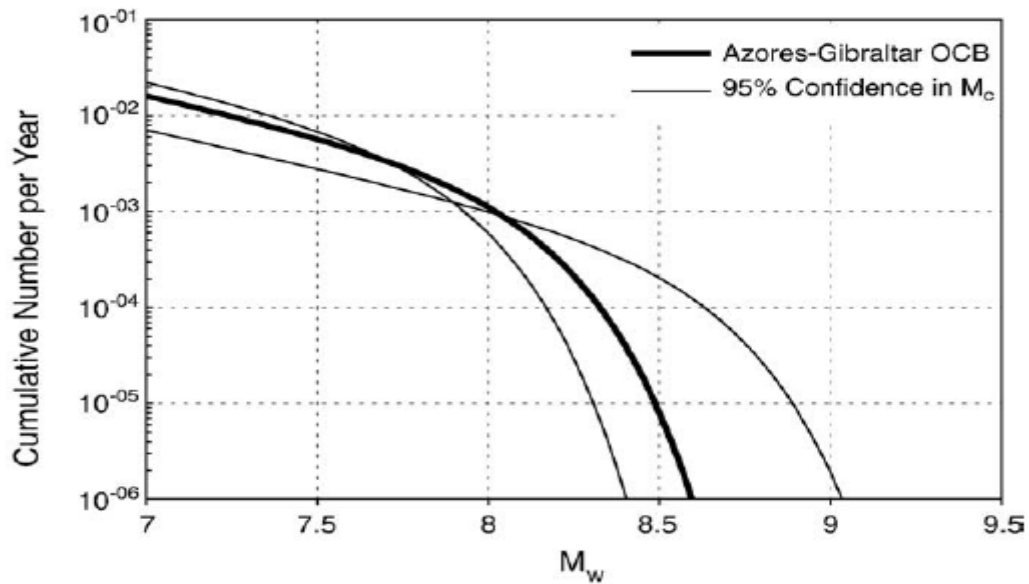


Figura 3.2-3 Frecuencia de sismos en la convergencia Azores-Gibraltar

3.3 PRECEDENTES DE TSUNAMIS EN LA ZONA DE ESTUDIO

Pese a que tectónicamente hablando el área es muy activa, no lo es tanto en cuanto a tsunamis. El 80% de los tsunamis en el mundo se originan en el océano Pacífico, y otro 10% en el Índico, y sólo el 3% en el Atlántico.

Esto no quita que la energía potencial acumulada en la zona de subducción entre las placas Africana y Euroasiática sea muy grande y pueda ser liberada en algún momento como un gran terremoto superficial que provoque un gran tsunami.

Para ver los precedentes en la zona, en las tablas 3.3-1 y 3.3-2 se muestran los tsunamis de los que se tienen datos entre los años 2000 a.C. y 2000 d.C. en el área comprendida entre las latitudes 32°N y 42°N y las longitudes 6°W y 28°W

Tsunamis en área de estudio						
<u>Año</u>	<u>Mes</u>	Magnitud del terremoto	<u>Nombre</u>	<u>Altura de ola máxima</u>	Num. de Runups	<u>Año</u>
-218			CÁDIZ		<u>0</u>	-218
-210			CÁDIZ		<u>0</u>	-210
-60			SO de PORTUGAL		<u>0</u>	-60
881	6		CÁDIZ		<u>0</u>	881
1531	1	*	LISBOA		<u>1</u>	1531
1591	7	*	AZORES		<u>1</u>	1591
1653			AZORES		<u>0</u>	1653
1676			AZORES		<u>1</u>	1676
1722	12	*	TAVIRA, ALGARVE		<u>0</u>	1722
1752	4	*	PORTUGAL		<u>0</u>	1752
1755	11	<u>9</u>	LISBOA	30	<u>52</u>	1755
1755	11		SO de PORTUGAL		<u>0</u>	1755
1755	12		SO de PORTUGAL		<u>0</u>	1755
1756	3	*	PORTUGAL: LISBOA		<u>0</u>	1756
1761	3	*	LISBOA	2.4	<u>22</u>	1761
1764	12	*	LISBOA		<u>0</u>	1764
1787			AZORES		<u>0</u>	1787
1792	1		AZORES		<u>1</u>	1792
1931	8		AZORES		<u>2</u>	1931
1939	5		AZORES		<u>0</u>	1939
1941	11		Fractura AZORES-GIBRALTAR		<u>0</u>	1941
1969	2	<u>7.8</u>	PORTUGAL	1.14	<u>3</u>	1969
1975	5	<u>7.7</u>	Fractura AZORES-GIBRALTAR	0.5	<u>5</u>	1975
1978	8	<u>4.4</u>	CÁDIZ	0.12	<u>1</u>	1978
1980	1		AZORES		<u>0</u>	1980

Tabla 3.3-1 Tsunamis en área de estudio

Localización de Tsunamis en la zona de estudio			
<u>Año</u>	<u>Nombre</u>	<u>Latitud</u>	<u>Longitud</u>
-218	CÁDIZ	36.2	-6.333
-210	CÁDIZ	36	-9.5
-60	SO de PORTUGAL	36	-10
881	CÁDIZ	36	-8
1531	LISBOA	38.7	-9.1
1591	AZORES	37.4	-25.3
1653	AZORES	38.4	-27.1
1676	AZORES	38.733	-27.066
1722	TAVIRA, ALGARVE	37.2	-7.6
1752	PORTUGAL	40.4	-8.7
1755	LISBOA	36	-11
1755	SO de PORTUGAL	37	-10
1755	SO de PORTUGAL	37	-10
1756	PORTUGAL: LISBOA	38.7	-9.1
1761	LISBOA	34.5	-13
1764	LISBOA	38.7	-9.2
1787	AZORES	38.5	-28
1792	AZORES	39	-28
1931	AZORES	38.4	-27.1
1939	AZORES	37	-22.1
1941	Fractura AZORES- GIBRALTAR	37.417	-18.983
1969	PORTUGAL	36	-10.6
1975	Fractura AZORES- GIBRALTAR	35.997	-17.649
1978	CÁDIZ	36.63	-6.871
1980	AZORES	38.8	-26.2

Tabla 3.3-2 Localización de tsunamis en la zona de estudio

Se aprecia que se tiene constancia de contados tsunamis, pero que se han producido algunos especialmente energéticos, como el citado de Lisboa de 1755 con sus consiguientes respuestas provocando varios de una magnitud alrededor de 7 entre 1755 y 1766, y los de 1969 y 1975 de magnitudes 7.8 y 7.7 respectivamente. Más adelante se estudiará el tsunami de Lisboa .

Normalmente se atiende a asociar el riesgo de una catástrofe con la frecuencia que ésta se da en la naturaleza. En el caso español, se minimiza la importancia del riesgo de tsunamis ya que no se tiene memoria histórica para este tipo de eventos. Si se pregunta por la calle cuando un tsunami ha afectado la costa española, seguramente la respuesta será que nunca ha habido un

tsunami que haya afectado a dicha costa. Hay que darle igual de importancia a la frecuencia, con los daños y magnitud de la catástrofe.

¿Qué pasaría si se produjera un tsunami como el de 1755 hoy día? No hay que olvidar que entonces las costas de Huelva y Cádiz estaban prácticamente desiertas, hoy completamente edificadas. Las pérdidas por daños serían innumerables, y numerosas las víctimas mortales.

En 1996, el instituto Geográfico Nacional, cuantificó de forma conjunta la vulnerabilidad y el valor económico y social asociado a un tsunami equivalente al que se produjo en Lisboa en 1755. El resultado de dicho estudio dio los siguientes valores de pérdidas en millones de Euros: Industria, 2000; comercio, 87; vehículos, 5. También se estimaron: 115000 pérdidas humanas, 35000 viviendas afectadas, 23000ha inundadas de las que 427ha corresponden a áreas de comercio e industria y 7000ha a áreas de alto valor ecológico.

3.4 MALLADO DEL ÁREA DE ESTUDIO

Una vez determinada el área de estudio, se pasa a definir la división en mallas del mismo. El modelo empleado de propagación necesita las condiciones geométricas que definen el contorno, por ello es necesario discretizar la batimetría de la zona.

Un parámetro muy importante en la discretización es el valor de Δx , que indica la separación de puntos, es decir, el tamaño de la malla. Si se utiliza un valor pequeño de Δx , se aumenta la precisión de los cálculos, pero se incrementa el tiempo computacional. Igual de importante es el valor de Δt , que es el intervalo de tiempo entre cálculos. Igualmente que con Δx , a menor valor de Δt se tiene más precisión en el cálculo a costa de tener que hacer más cálculos, y con ello, más tiempo computacional. Por esta razón hace falta llegar a un compromiso entre ambos factores. Además el tamaño de malla (Δx) y el intervalo de tiempo (Δt) deben satisfacer la condición de Courant, para hacer que el problema sea estable y los cálculos converjan. Dicha condición dice lo siguiente:

$$\frac{C\Delta t}{\Delta x} < c_r = 0.5 \quad \{3.1\}$$

donde C es la velocidad de fase, que puede ser evaluada como

$$C = \sqrt{gh} \quad \{3.2\}$$

g es la aceleración de la gravedad ($g=9.81\text{m/s}^2$) y h es la profundidad característica del agua (se suele escoger la profundidad máxima del agua, en este caso $h=5300\text{m}$). Para COMCOT es recomendable que $c_r < 0.5$.

El área de estudio se ha dividido en dos mallas, una grande que abarca toda el área de estudio, y otra de más precisión, para el estudio concreto del puerto de Cádiz. A continuación se definen las mallas.

3.4.1 MALLA 01 (SUROESTE DE LA PENÍNSULA)

Corresponde a la malla principal. Abarca el área principal de influencia del tsunami, así como la generación, como su propagación hasta la costa española. La figura 3.1-1 de principio del capítulo muestra la malla principal de estudio. Como se puede ver, incluye la zona del atlántico situada al suroeste de la península ibérica. La tabla siguiente (tabla 3.4-1) resume los datos más importantes de la malla.

Características de la malla 01		
Latitud	Inicial	33°N
	Final	39°N
Longitud	Inicial	13°W
	Final	5°W
Dimensión de la celda	Eje abcisas	1'
	Eje ordenadas	1'
Dimensión de la malla	Eje abcisas	481 celdas
	Eje ordenadas	361 celdas
Intervalo de tiempo		1 s
Utilizar fricción de fondo		No

Tabla 3.4-1 Características de la malla 01

Se comprueba la condición de Courant:

$$\frac{C\Delta t}{\Delta x} = \frac{\sqrt{9.81 \cdot 5300} \cdot 1}{1852} = 0.123 < c_r = 0.5,$$

1852m es el valor de la milla náutica, que representa la longitud de un arco de 1'. El número de Courant en esta malla es de 0.123, menor del recomendado 0.5, por lo que se puede asegurar la estabilidad de los cálculos.

En este caso no se dará un valor a la fricción de fondo, ya que esta malla se utiliza básicamente para la propagación del tsunami en océano profundo, donde la disipación de energía es mínima y se puede suponer que la fricción con el fondo es nula.

3.4.2 MALLA 02 (BAHÍA Y PUERTO DE CÁDIZ)

Corresponde a la malla de detalle, muestra la inundación en la zona de Cádiz, su puerto, y la bahía de mismo nombre. Las figuras 3.4-1 y 3.4-2 muestran, primero la batimetría de la zona, y segundo las poblaciones incluidas en la malla:

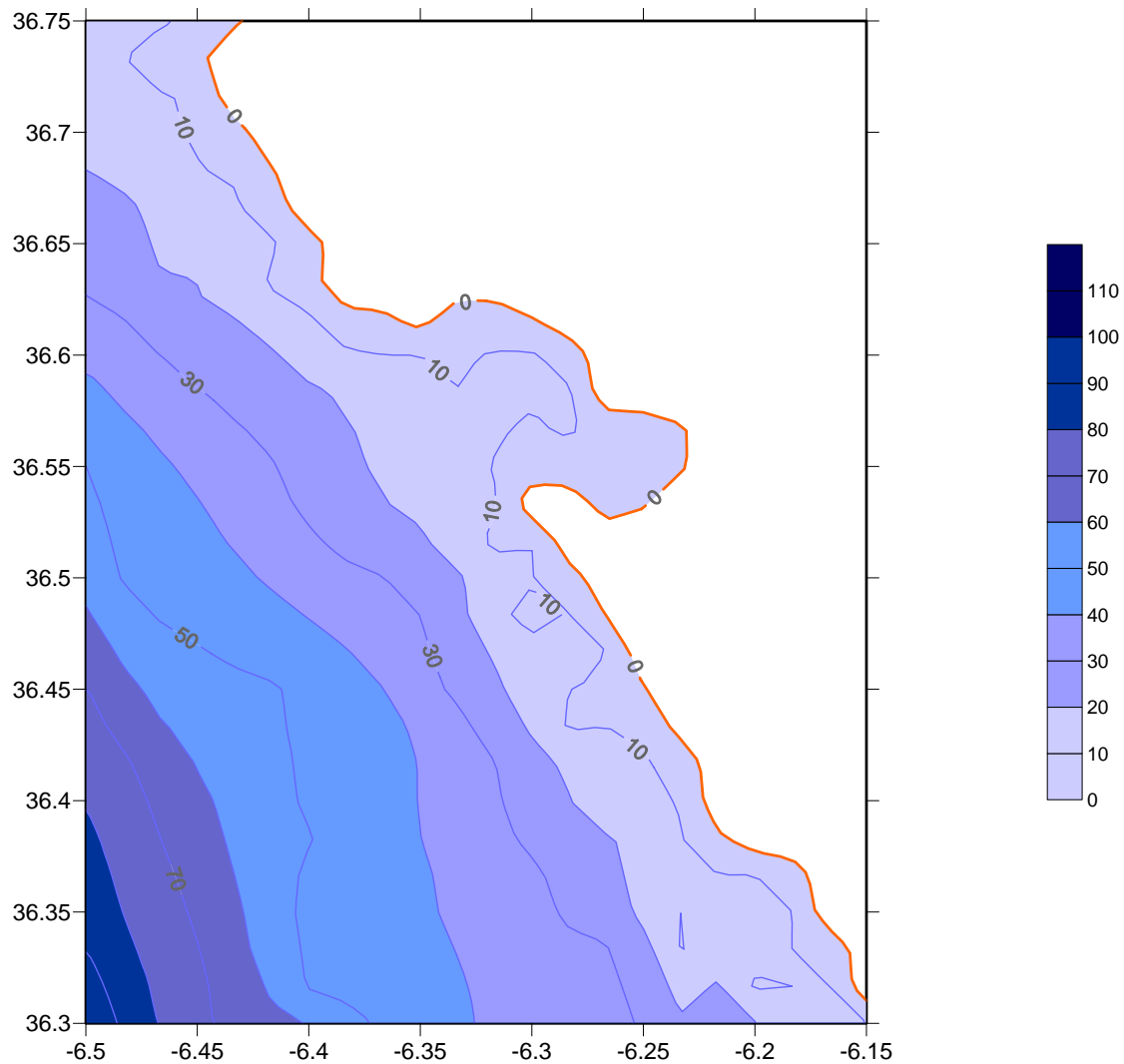


Figura 3.4-1 Batimetría de la malla 02

Se puede ver que las profundidades máximas en esta área son de unos 90m y que abarca lo que es la bahía de Cádiz, afectando a la propia ciudad, su puerto y a las poblaciones de (de Norte a Sur) Chipiona, Rota, el Puerto de Santa María, Puerto Real, San Fernando, y Chiclana de la Frontera. Todas ellas son poblaciones muy turísticas, ya que se trata de un tramo de costa totalmente urbanizado en el que un tsunami tendría muy graves consecuencias. Además la orografía en los primeros metros de continente es especialmente llana, por lo que el tsunami podría afectar hasta bastante distancia tierra adentro.

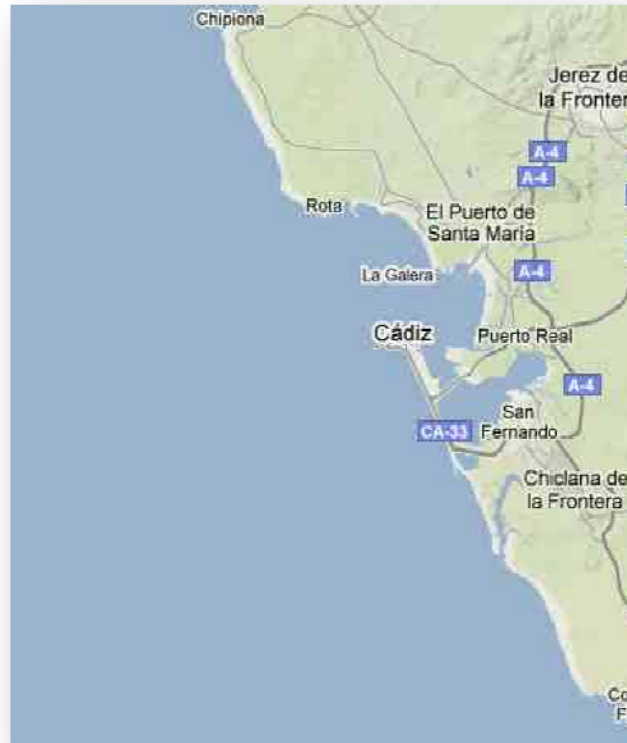


Figura 3.4-2 Poblaciones en la malla 02

La tabla siguiente (tabla 3.4-2) resume los datos técnicos más importantes de la malla:

Características de la malla 02		
Latitud	Inicial	36.3°N
	Final	36.75°N
Longitud	Inicial	6.5°W
	Final	6.15°W
Dimensión de la celda	Eje abcisas	0.1'
	Eje ordenadas	0.1'
Dimensión de la malla	Eje abcisas	211 celdas
	Eje ordenadas	271 celdas
Intervalo de tiempo		0.5 s
Utilizar fricción de fondo		Sí
Coefficiente de Manning		0.013

Tabla 3.4-2 Características de la malla 02

Se comprueba la condición de Courant en esta malla:

$$\frac{C\Delta t}{\Delta x} = \frac{\sqrt{9.81 \cdot 90} \cdot 0.5}{185.2} = 0.08 < c_r = 0.5,$$

1852m es el valor de la milla náutica, que representa la longitud de un arco de 1'. El número de Courant en esta malla es de 0.08, menor del recomendado 0.5, por lo que se puede asegurar la estabilidad de los cálculos.

En este caso puede ser importante la fricción con el fondo, por lo que se estimará ésta. Para ello se utiliza un valor del coeficiente de Manning de 0.013.

4. MODELO DE PROPAGACIÓN COMCOT

Para hacer las simulaciones se utilizará el modelo COMCOT (Cornell Multigrid COupled Tsunami model), originado a partir del trabajo de S.N Seo basado en el modelo de Shuto (1993). A partir de entonces se han ido desarrollando nuevas versiones en las que se han añadido nuevas opciones y programado en Fortran 90 (originalmente en Fortran 77).

El modelo resuelve las ecuaciones en aguas someras (al ser un tsunami, siempre se mueve por aguas someras) mediante diferencias finitas. Permite una jerarquización de mallas de hasta doce niveles, que mediante una correcta predisposición permiten obtener resultados bastante exactos.

Para un terremoto dado, el desplazamiento del lecho submarino se determina mediante la teoría de dislocación elástica lineal (Mansinha y Smylie, 1971; Okada, 1980). Esta solución asume que la perturbación de la superficie libre del mar es idéntica a la deformación del suelo. Esto es cierto si el área del suelo deformado es significativamente grande y se mueve conjuntamente. Sin embargo, en realidad, la deformación del suelo se produce por piezas, y cada pieza sube o baja con diferentes grados y en diferentes momentos. Por ello la forma inicial del tsunami puede diferir del calculado. Para un cálculo más exacto se pueden definir las diferentes piezas y el movimiento que se produce si se tiene la información necesaria.

Dicho modelo ha sido utilizado en numerosos estudios para representar diversos acontecimientos históricos, como el famoso tsunami del Océano Índico de 2004

4.1 FUENTE DE GENERACIÓN

El modelo tiene diferentes opciones como fuente de generación del tsunami, que se explican a continuación.

4.1.1 MODELO DE FALLA

Es la fuente de generación que se utilizará (terremotos). Se basa en la teoría de Mansinha y Smylie (1971) o de la extensión de la misma de Okada (1985), que dice que la falla se puede suponer como un plano rectangular que está situado en un medio espacio semi-infinito elástico.

Se asume que el fondo marino se deforma instantáneamente y la línea de falla se rompe entera simultáneamente. Suponiendo que el agua es incompresible, la superficie del mar se deforma al instante e imita el desplazamiento del fondo marino. Cabe decir que en la realidad no sucede así, ya que el fondo marino no es perfectamente elástico, y hay un pequeño periodo de transición. De todas maneras esta transición no supera los 2 segundos, y la simplificación

representa aproximadamente la realidad. De otra manera, el modelo sería mucho más complicado y lento computacionalmente.

En este caso, el modelo necesita los siguientes parámetros de la falla asociada al terremoto en cuestión:

- Focal Depth: profundidad del epicentro.
- Length of source area: longitud de la estructura tectónica
- Width of source area: ancho de la estructura tectónica.
- Dislocation of fault plate: dislocación, es la distancia debida al movimiento relativo entra las placas de la falla.
- Strike Direction: acimut de la traza.
- Slip angle: ángulo de desplazamiento, es el ángulo relativo con el que se separan las placas de la falla.
- Dip angle: buzamiento.
- Location of epicenter (Latitude): Latitud del epicentro.
- Location of epicenter (Longitude): Longitud del epicentro:

En el siguiente esquema (figura 4.1-1) se muestran algunos de los parámetros citados.

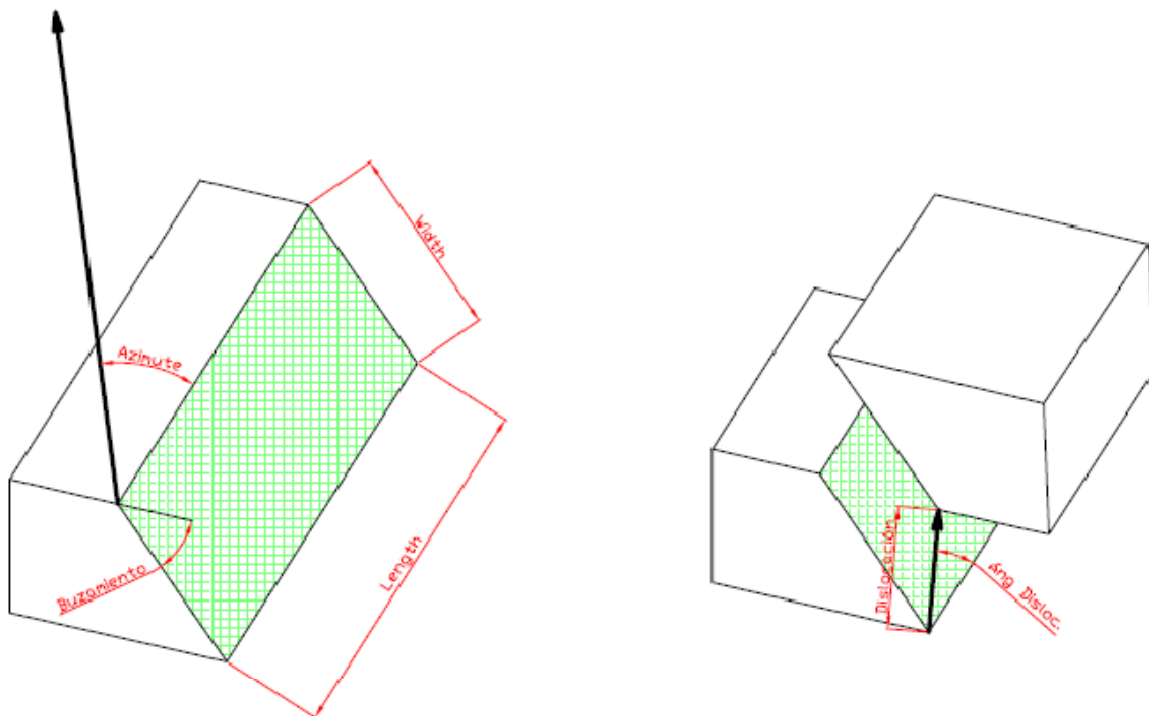


Figura 4.1-1 Parámetros del modelo de falla

4.1.2 WAVE MAKER (CREADOR DE OLAS)

Tiene dos opciones:

1. A partir de una ola solitaria: se dan los datos de ángulo incidente, altura de ola característica y profundidad de agua característica y el modelo genera una ola solitaria que se propagara por las mallas.
2. A partir de un perfil de olas dado, propaga a través del área de estudio estipulada.

No se usará en este documento.

4.1.3 SUBMARINE LANDSLIDE MODEL (MODELO DE DESLIZAMIENTO DE TIERRAS)

Se definen los contornos del deslizamiento de tierras y el modelo se encarga de propagar la ola generada. De esta manera, se pueden generar tsunamis especialmente grandes. Tampoco se usará en este estudio.

4.1.4 ESPECIFICAR SUPERFICIE INICIAL

La última opción consiste en crear un archivo especificando una perturbación inicial de la superficie del mar. Y, a partir de esta, que se propague mediante las ecuaciones de aguas someras. Este caso era especialmente interesante en versiones anteriores de COMCOT, ya que éste no permitía simultanear diferentes mecanismos fuentes.

Para ello, sólo hay cargar cada una de las superficies iniciales resultantes de la simulación de cada una de las fuentes que nos interesen, y sumarlas. Como superficie inicial entendemos la perturbación de la superficie del agua justo en el momento de activarse el mecanismo fuente. La solución de combinar varios mecanismos fuentes será la suma de cada una de sus superficies iniciales.

De todas maneras, a partir de la última versión actualizada del modelo esta superposición ya no hace falta, ya que permite definir múltiples fallas de rotura, además del momento de rotura de cada una de dichas fallas.

4.2 PROPAGACIÓN

Para la propagación de un tsunami se utilizan las ecuaciones de aguas someras, las cuales pueden ser lineales o no lineales. Las ecuaciones lineales se utilizan para la propagación distante, ya que a mayor profundidad de agua menor importancia tienen los efectos de segundo orden. Cuando el tsunami se aproxima al agua costera y se propaga por la plataforma continental, los efectos no lineales adquieren mayor importancia, y las ecuaciones no-lineales tienen más semejanza con la realidad.

A continuación se explican cada uno de los modelos.

4.2.1 MODELO LINEAL

En este caso se considera el efecto no lineal insignificante, esto ocurre en profundidades grandes, en las que la propagación de tsunamis puede ser adecuadamente modelada usando las ecuaciones lineales de Boussinesq.

Para simular la propagación transoceánica de un tsunami que viaja a través del océano desde la región de origen hasta la costa, se pueden emplear dos conjuntos de ecuaciones lineales de Boussinesq: en coordenadas esféricas y cartesianas.

Las ecuaciones lineales en aguas someras en coordenadas cartesianas se escriben como:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad \{4.1\}$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + gH \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \tau_x H - fQ = 0 \quad \{4.2\}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gH \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \tau_y H - fP = 0 \quad \{4.3\}$$

Donde ζ es la elevación de la superficie libre del agua; P y Q son el flujo de volumen en la dirección x e y respectivamente ($P = hu$, $Q = hv$); u y v son las velocidades en las direcciones x e y respectivamente, τ_x y τ_y son los términos de fricción en ambas direcciones; H es la profundidad del agua y f representa el coeficiente de Coriolis.

Utilizando coordenadas esféricas, se obtienen las siguientes expresiones, siendo ψ y Φ la latitud y longitud respectivamente:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \Phi} \left[\frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \psi} (\cos \Phi Q) \right] = 0 \quad \{4.4\}$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \Phi} \frac{\partial \zeta}{\partial \psi} - fQ = 0 \quad \{4.5\}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \zeta}{\partial \Phi} - fP = 0 \quad \{4.6\}$$

Las ecuaciones lineales de shallow-water (aguas someras) se resuelven por medio de un esquema en diferencias finitas conocido como leap-frog.

Este esquema no contiene ningún error derivado en la ecuación, de modo que la solución no es difusa. Además la dispersión numérica obtenida a partir de la resolución mediante el esquema de diferencias finitas se cambia para que coincida con la frecuencia de dispersión extraída de las ecuaciones lineales de Boussinesq.

Para que el esquema sea estable, tendrá que satisfacer la condición de Courant, que tiene la siguiente expresión:

$$\frac{C\Delta t}{\Delta x} < c_r \quad \{4.7\}$$

Donde C es la velocidad de fase que puede ser evaluada como $C = \sqrt{gh}$, g es la aceleración de la gravedad y h es la profundidad característica. Δt y Δx son el intervalo de tiempo en cada paso y el tamaño de malla respectivamente. En COMCOT es recomendable que $c_r < 0,5$ para que el modelo sea estable.

En este estudio se han utilizado las siguientes expresiones que corresponden al esquema de diferencias finitas nombrado (Abbott et al., 1981; Cho, 1995).

$$\frac{\zeta_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} - \zeta_{i,j}^{n-\frac{1}{2}}}{\Delta t} + \frac{P_{i+\frac{1}{2},j}^n - P_{i-\frac{1}{2},j}^n}{\Delta x} + \frac{Q_{i,j+\frac{1}{2}}^n - Q_{i,j-\frac{1}{2}}^n}{\Delta y} = 0 \quad \{4.8\}$$

$$\frac{P_{i+\frac{1}{2},j}^{n+1} - P_{i+\frac{1}{2},j}^n}{\Delta t} + gh \frac{\zeta_{i+1,j}^{n+\frac{1}{2}} - \zeta_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta x} + \frac{\gamma gh}{12\Delta x} = 0 \quad \{4.9\}$$

$$\frac{Q_{i,j+\frac{1}{2}}^{n+1} - Q_{i,j+\frac{1}{2}}^n}{\Delta t} + gh \frac{\zeta_{i,j+1}^{n+\frac{1}{2}} - \zeta_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta y} + \frac{\gamma gh}{12\Delta y} = 0 \quad \{4.10\}$$

A partir de la ecuación de continuidad, $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \Phi} \left[\frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \psi} (\cos \Phi Q)\right]\right) = 0$, el esquema leap-frog calcula el desplazamiento de la superficie libre en el punto i,j de la malla en el tiempo $t=n+1/2$. Estas operaciones son completamente explícitas y requieren información de las componentes del flujo de volumen y del desplazamiento de la superficie libre obtenido en el paso anterior. Las componentes del flujo de volumen no son evaluadas en la misma posición que el desplazamiento de la superficie libre. La siguiente figura muestra la malla utilizada, en la que el desplazamiento de la superficie libre está calculada en el centro mientras, que los flujos de volumen, $P_{i+\frac{1}{2},j}$, $P_{i-\frac{1}{2},j}$, $Q_{i,j+\frac{1}{2}}$, $Q_{i,j-\frac{1}{2}}$ se obtienen a partir de los puntos de la malla circundantes. En la figura 4.2-1 se muestra el esquema de diferencias finitas utilizado, indicando los flujos de volumen.

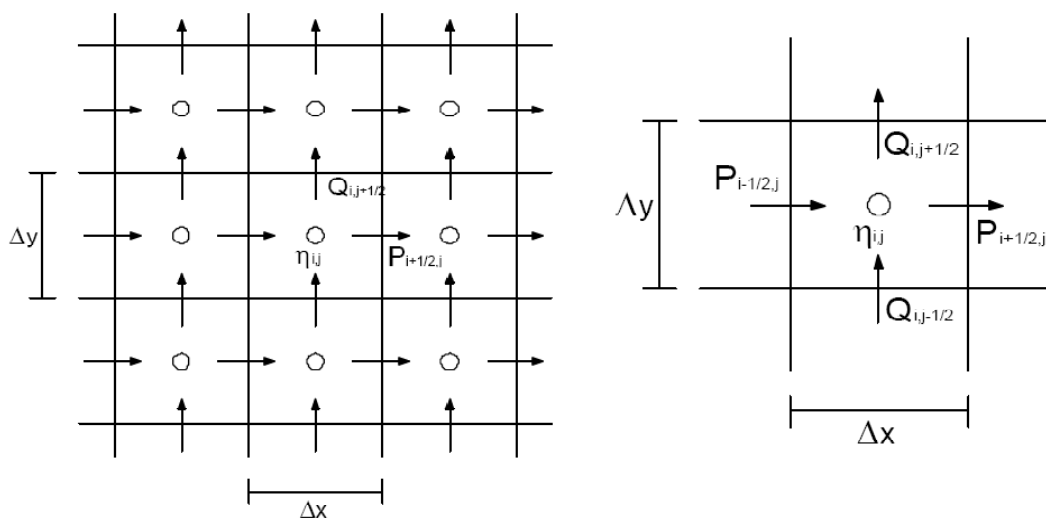


Figura 4.2-1 Esquema de malla utilizado en diferencias finitas

4.2.2 MODELO NO LINEAL

Al propagarse el tsunami por la plataforma continental y en las inmediaciones del área costera no son válidas las ecuaciones lineales explicadas anteriormente. La propagación de la onda principal de un tsunami en aguas someras conlleva una disminución de la altura de ola del tsunami incidente y un aumento de la amplitud.

Por lo tanto, los términos no lineales de la fuerza de inercia y de fricción con el fondo se incrementan considerablemente, mientras que los términos de dispersión de la onda disminuyen. Las ecuaciones no lineales en aguas someras incluyen los efectos de fricción con el fondo, los cuales son adecuados para describir el movimiento del flujo en la zona costera (Kajiura y Shuto, 1990; Liu et al., 1994).

Además, a lo largo de la línea de costa, donde la profundidad del agua es cercana a cero, se requiere un tratamiento especial para que siga correctamente los movimientos producidos en el litoral.

Las ecuaciones no lineales en aguas someras en coordenadas cartesianas, incluyendo los efectos de fricción con el fondo se escriben como:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad \{4.11\}$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P^2}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{PQ}{H} \right) + gH \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \tau_x H = 0 \quad \{4.12\}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{Q^2}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{PQ}{H} \right) + gH \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \tau_y H = 0 \quad \{4.13\}$$

Δt

Y después de su transformación a coordenadas esféricas quedan las siguientes ecuaciones:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \Phi} \left(\frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \Phi} (\cos \Phi Q) \right) = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad \{4.14\}$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \Phi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left(\frac{P^2}{H} \right) + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \Phi} \left(\frac{PQ}{H} \right) + \frac{gH}{R \cos \Phi} \frac{\partial \zeta}{\partial \psi} - fQ + \tau_x H = 0 \quad \{4.15\}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \Phi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left(\frac{PQ}{H} \right) + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \Phi} \left(\frac{Q^2}{H} \right) + \frac{gH}{R} \frac{\partial \zeta}{\partial \Phi} - fP + \tau_y H = 0 \quad \{4.16\}$$

Donde ζ es la elevación de la superficie libre del agua; P y Q son el flujo de volumen en la dirección x e y respectivamente ($P = hu$, $Q = hv$); u y v son las velocidades en las direcciones x e y respectivamente, τ_x y τ_y son los términos de fricción en sendas direcciones que pueden ser modelados a partir de las expresiones de Chezy o Manning. En ambas aparecen constantes empíricas que dependen de las condiciones de flujo, del número de Reynolds y de la rugosidad de la superficie de la playa. En este caso, se utilizarán las expresiones de Manning que se muestran a continuación (ecuaciones 4.17 y 4.18):

$$\tau_x = \frac{\rho g n^2}{7} P(P^2 + Q^2)^{\frac{1}{2}} \quad \{4.17\}$$

$$\tau_y = \frac{\rho g n^2}{7} Q(P^2 + Q^2)^{\frac{1}{2}} \quad \{4.18\}$$

Los términos lineales de las ecuaciones se resuelven mediante el esquema de diferencias finitas explicado anteriormente.

Para la resolución de los términos convectivos no lineales se usa un esquema upwind. Generalmente, este tipo de esquemas son condicionalmente estables e introducen alguna disipación numérica. Si el gradiente de velocidad en el fluido no es demasiado grande y la condición de estabilidad ($\frac{\Delta t}{\Delta x} \sqrt{gh} < 1$) se cumple, entonces la formulación de upwind es preferible para solucionar términos advectivos puesto que cada paso dado requiere un esfuerzo computacional pequeño.

Por lo tanto, los términos lineales de las ecuaciones que gobiernan se resuelven mediante un esquema de diferencias finitas conocido como leap-frog. Por otra parte, los términos convectivos no lineales de las ecuaciones del momentum se resuelven mediante la formulación upwind.

4.3 INUNDACIÓN Y RUN-UP

Para modelar el run-up y el run-down, el modelo COMCOT introduce un esquema de contorno móvil. En la realización de cálculos numéricos, el dominio computacional se divide en redes de diferencias finitas. Inicialmente, el desplazamiento de la superficie libre es cero en toda la región, lo mismo que los flujos de volumen. Cuando un punto de la red está en tierra seca, la profundidad del agua toma un valor negativo y proporciona la elevación del terreno medida desde el nivel medio del agua. La figura 4.3-1 muestra un esquema del tratamiento del contorno móvil usado por el modelo.

Se define como línea de costa la interfaz entre la malla seca y la mojada, siendo cero el flujo de volumen en dirección perpendicular a la interfaz. La ecuación de continuidad, conjuntamente con las condiciones del contorno a lo largo de los límites lejanos a la costa, se utiliza para encontrar los desplazamientos de la superficie libre en el instante siguiente en la totalidad del dominio computacional, incluyendo las celdas que están en tierra seca.

El desplazamiento de la superficie libre, en el dominio de la malla seca, continúa siendo cero porque el volumen de flujo es cero en los puntos vecinos de la celda. Se requiere un algoritmo numérico para determinar si la profundidad total es suficientemente alta para inundar las celdas vecinas que pertenecen al terreno seco, y por lo tanto modificar el litoral. Las ecuaciones del momentum son usadas para actualizar los flujos de volumen únicamente en las celdas húmedas.

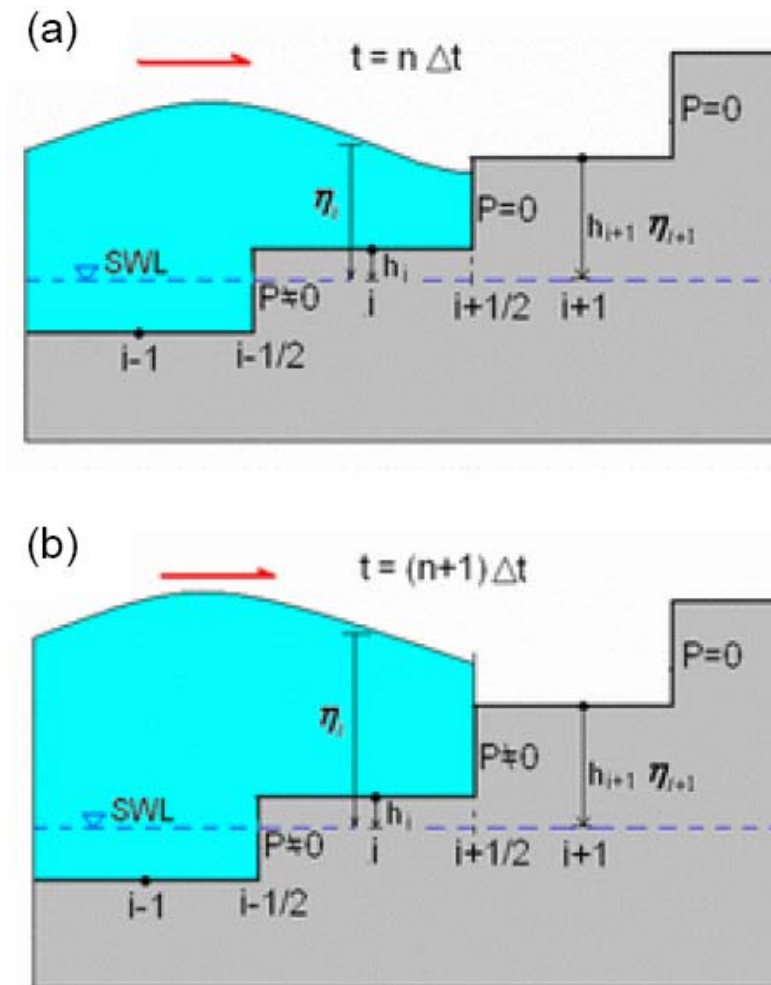


Figura 4.3-1 Esquema de límite móvil para el cálculo del run-up y el run down

El caso unidimensional se puede utilizar como ejemplo para ilustrar el algoritmo del contorno móvil. Tal y como se muestra en la figura 4.3-1, la batimetría real es remplazada por una representación en escalera.

La profundidad total está calculada y registrada en los puntos $i-1$, i y $i+1$ de la malla, mientras que el flujo de volumen se calcula en los siguientes puntos de malla: $i-1/2$, $i+1/2$ y $i+3/2$. En la figura 4.3 (a), la celda i corresponde a una celda húmeda (dentro del mar u océano, no ubicada en tierra seca) en la cual la profundidad total es positiva. Por otra parte, en la misma figura, la celda $i+1$ es una celda seca en la que la profundidad total es negativa y los flujos de volumen son nulos. Con la información obtenida se puede predecir que la línea de costa está situada entre los puntos i y $i+1$ de la malla, y por este motivo, se asigna al punto intermedio, $i+1/2$, un flujo de volumen nulo. Por lo tanto, la línea de costa no se mueve hacia el interior, es decir, no se produce una inundación del terreno.

Cuando la superficie del agua se está elevando, tal y como ocurre en la figura 4.3-1 el flujo de volumen en el punto $i+1/2$ ya no es cero. La línea de costa se puede mover un punto en dirección hacia el interior, inundando zonas secas. Una vez que la profundidad total se

actualiza a partir de la ecuación de continuidad, el paso siguiente es la utilización del algoritmo que se muestra a continuación para determinar si la línea de costa ha sufrido algún desplazamiento, y por lo tanto debe ser movida.

Si la profundidad total en el punto de malla i (H_i) es positiva, se tendrán los siguientes casos:

- Si $H_{i+1} < 0$ y $\eta_i + h_{i+1} \leq 0$ (ver figura 4.3), entonces la línea de costa permanece entre los puntos i y $i + 1$. El flujo de volumen $P_{i+1/2}$ sigue siendo nulo.
- Si $H_{i+1} \leq 0$ y $\eta_i + h_{i+1} > 0$, entonces la línea de costa se desplaza entre los puntos $i + 1$ y $i + 2$. El flujo de volumen $P_{i+1/2}$ tendrá un valor no nulo, mientras que $P_{i+3/2}$ se asigna para que sea cero. La profundidad de inundación es $H_i = \eta_i + h_{i+1}$.
- Si $H_{i+1/2} < 0$, entonces la línea de costa se mueve entre los puntos $i + 1$ y $i + 2$. El flujo de volumen $P_{i+1/2}$ tendrá también un valor no nulo, mientras que $P_{i+3/2}$ es nulo. La profundidad de inundación es $H_i = \max(\eta_i + h_{i+1}, \eta_{i+1} + h_{i+1})$.

En los casos anteriores, el índice asociado a cada instante de tiempo se omite por simplicidad. El algoritmo está desarrollado para un problema bidimensional y se utiliza el mismo procedimiento tanto para la dirección x como para la y .

Para ahorrar tiempo de cálculo, las regiones que permanentemente pertenecen al terreno seco pueden ser excluidas del cálculo mediante la instalación de un criterio de profundidad. Además, cuando la profundidad total es muy pequeña, el término de fricción asociado llega a ser muy grande y, en consecuencia, se utiliza un límite inferior de la profundidad para evadir la dificultad. La aproximación en diferencias finitas para la ecuación de continuidad explica correctamente los valores positivos y nulos de la profundidad total en cada lado de una red computacional. La ocurrencia de un valor nulo en la profundidad total en un lado de una celda, implica que el flujo de masa también será nulo hasta que la profundidad llegue a ser positiva. Una celda se considera seca, que pertenece al terreno y no al mar u océano, sólo si la profundidad total del agua, en todos los lados de la celda, es cero o negativa.

5. EJEMPLO PRÁCTICO: EL EVENTO DE 1969

Para entrar en materia se ejemplificará con un caso bien documentado, ya que ha sido de los últimos tsunamis en producirse en el área del golfo de Cádiz y fue lo suficientemente energético como para que haya constancia de ello. De esta manera, se podrá comparar de una manera efectiva el tsunami sintético con el real, y así calibrar el modelo de propagación en esta área de estudio.

Dicho caso es el tsunami de 1969, originado por un terremoto cuyo epicentro se sitúa entre Gorringe Bank y la llanura abisal de Horseshoe, al suroeste del cabo de San Vicente.

5.1 FUENTE DE GENERACIÓN

Para el estudio del tsunami se utilizarán los datos más aceptados del terremoto, que son los propuestos por Grandin et al. (2006), obtenido del estudio de los de Buforn et al. (1988) y Fukao (1973). Dichos datos se resumen a continuación:

- Coordenadas del epicentro: 36.01°W, 10.81°N
- Profundidad: 8 km
- Acimut: 233°
- Longitud del plano de falla: 82.5 km
- Anchura del plano de falla: 35 km
- Dislocación: 4.16m
- Buzamiento del plano de falla: 49.5°
- Ángulo de desplazamiento: 63.5°

A continuación se calcula la magnitud del terremoto provocado por esta falla. Como se ha explicado en el capítulo 5, primero se calcula el momento sísmico:

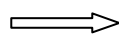
$$M_o = \mu \cdot L \cdot W \cdot \Delta u$$

$$\mu = 5 \cdot 10^{10} \text{ Pa}$$

$$L = 82.5 \text{ km}$$

$$W = 35 \text{ km}$$

$$\Delta u = 4.16 \text{ m}$$



$$M_o = 6.00 \cdot 10^{20} \text{ Nm}$$

Y con ello, se calcula la magnitud:

$$M_w = \frac{2}{3} \log(M_0) - 6.03 = 7.82$$

EL siguiente mapa (figura 5.1-1) muestra la localización y el área asociada al terremoto de 1969:

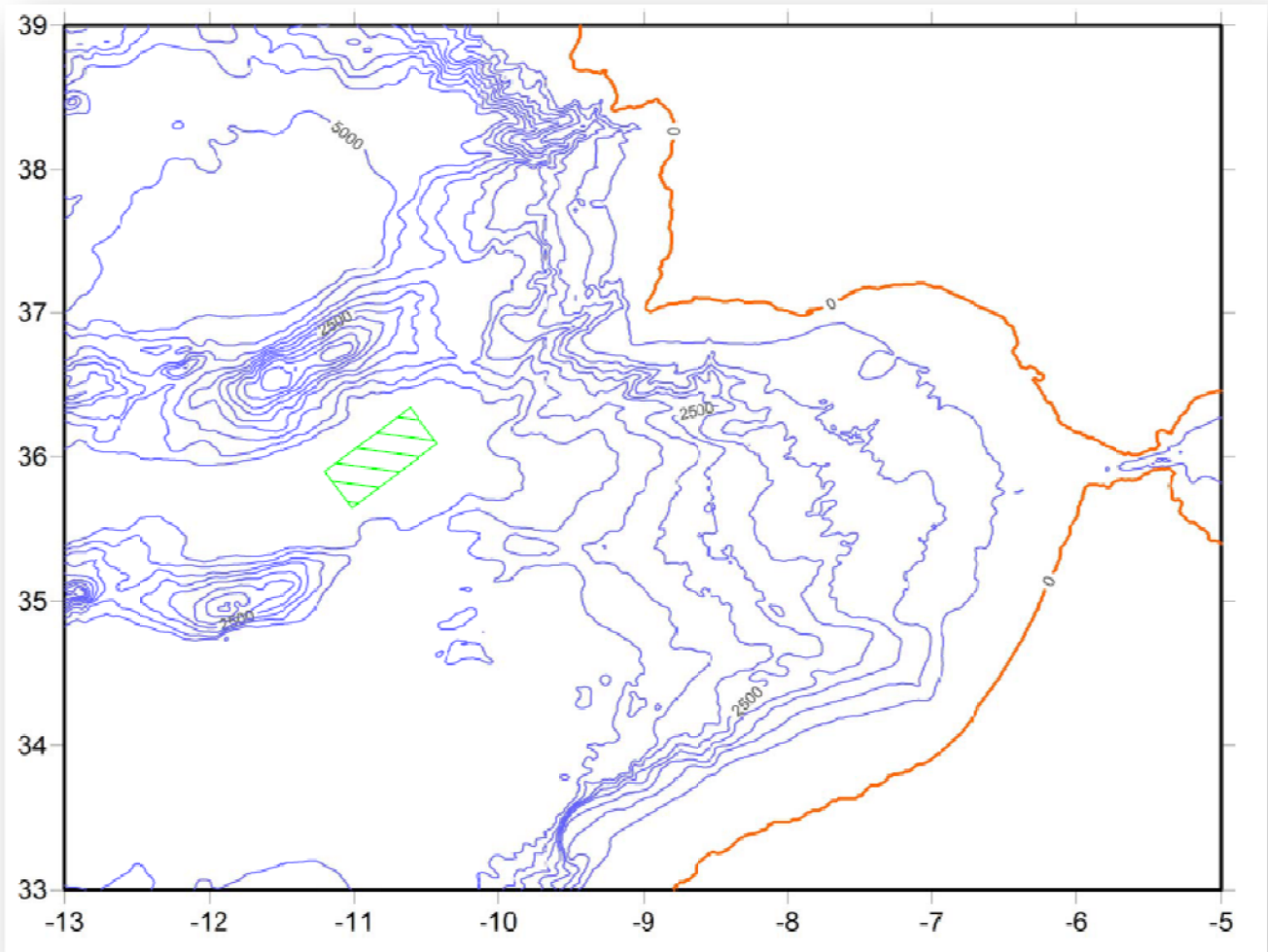


Figura 5.1-1 Localización y área asociada de la falla fuente del tsunami de 1969

5.2 PROPAGACIÓN: MALLA 01

A continuación se muestran instantáneas a 0, 10, 20, 40, 60 y 80 minutos de la generación del terremoto (figuras 5.2-1 a 5.2-6). La instantánea en tiempo 0 representa el tsunami instantes después del terremoto.

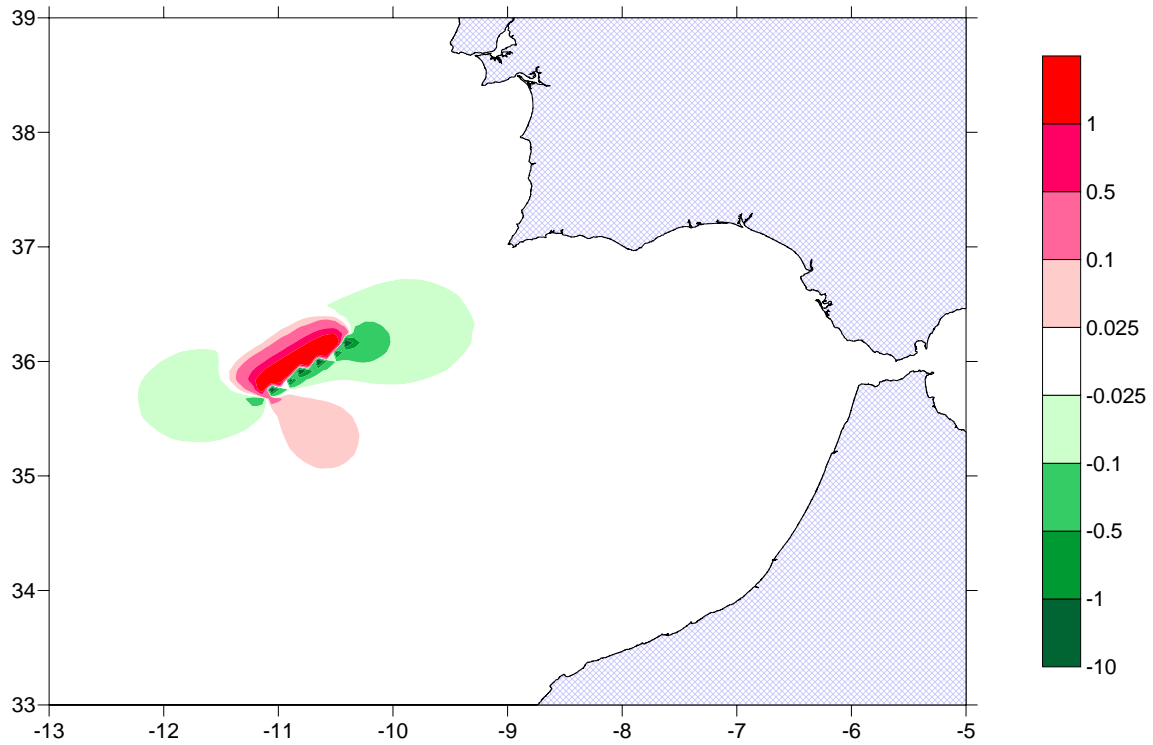


Figura 5.2-1 Tsunami de 1969 a los 0'. Malla 01.

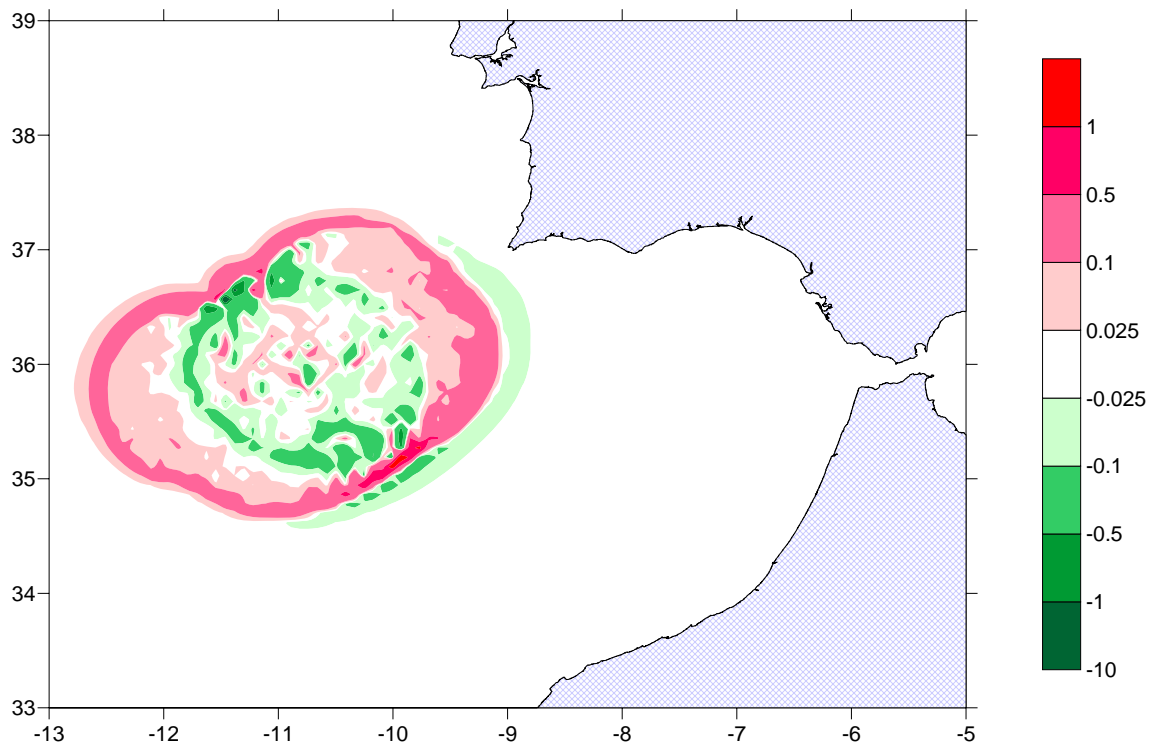


Figura 5.2-2 Tsunami de 1969 a los 10'. Malla 01.

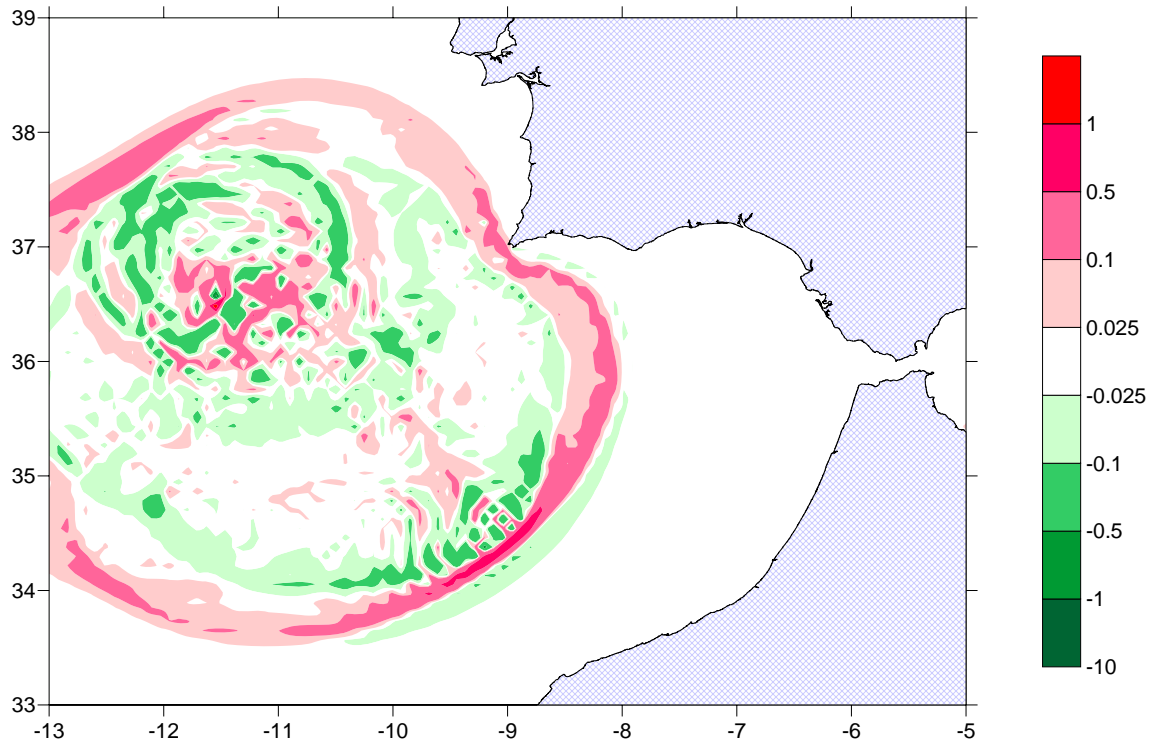


Figura 5.2-3 Tsunami de 1969 a los 20'. Malla 01.

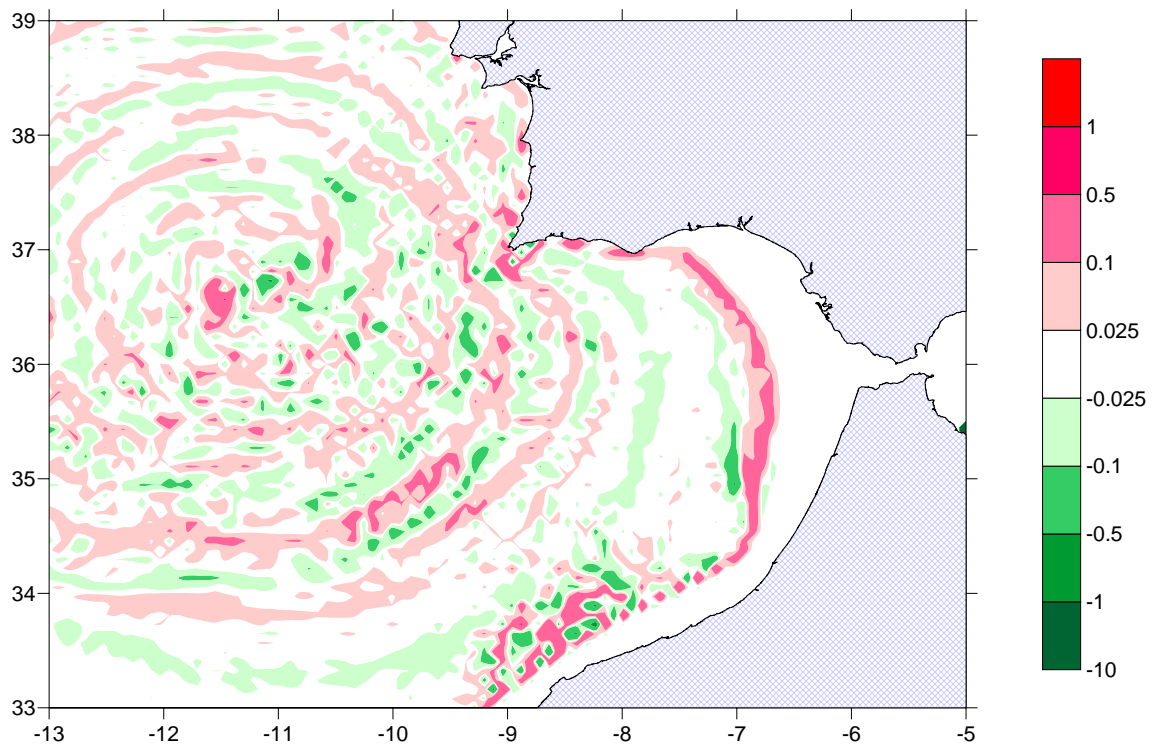


Figura 5.2-4 Tsunami de 1969 a los 40'. Malla 01.

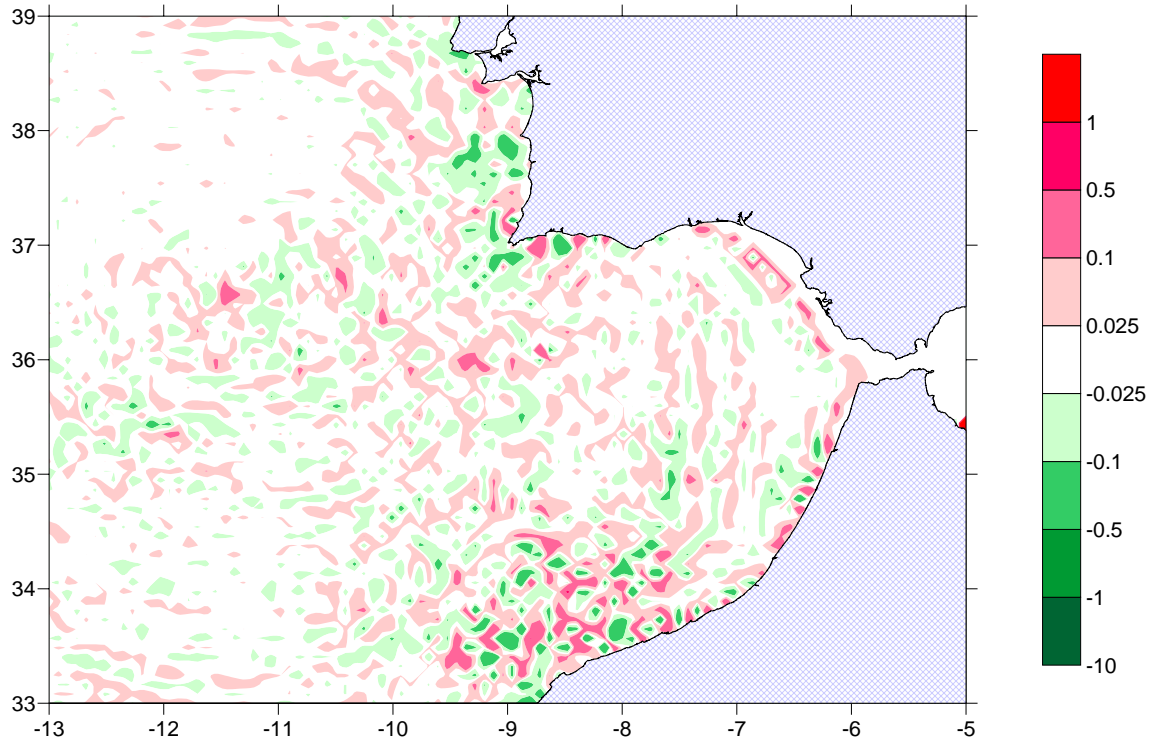


Figura 5.2-5 Tsunami de 1969 a los 60'. Malla 01.

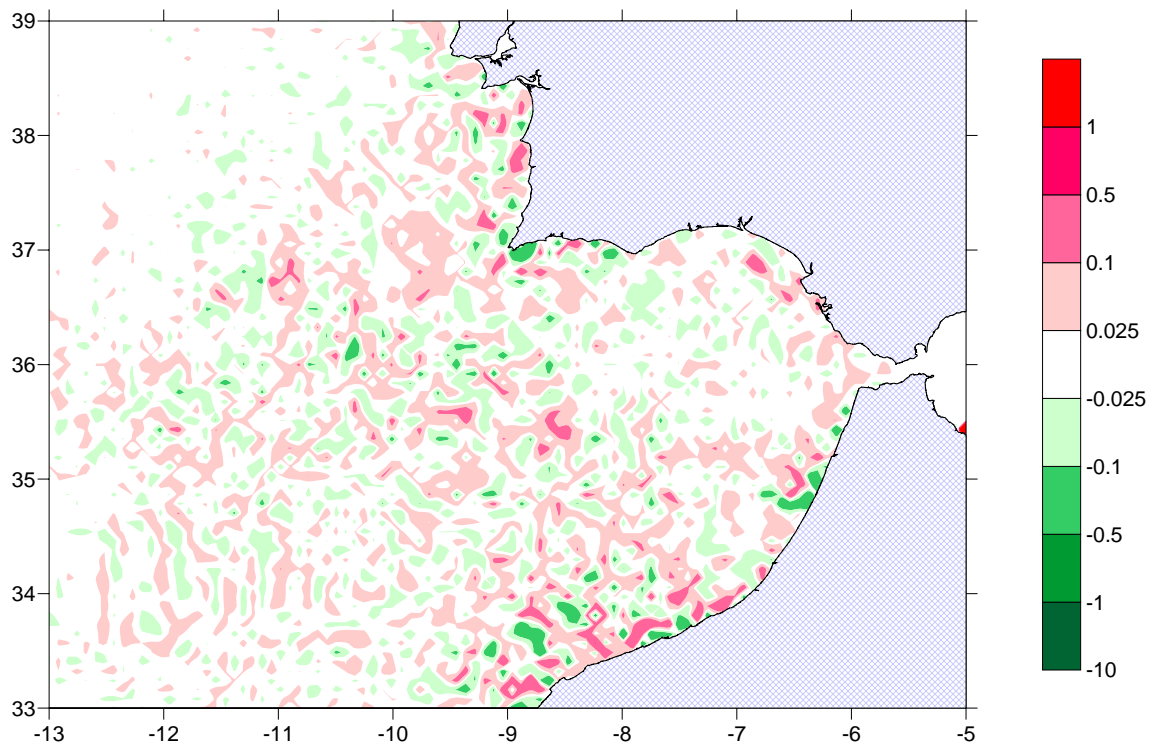


Figura 5.2-6 Tsunami de 1969 a los 80'. Malla 01.

Cabe decir que la resolución no es muy buena para no hacer demasiado pesado el documento ya que el nivel de detalle puede ser bastante más generoso.

En esta serie de instantáneas (figuras 5.2-1 a 5.2-6) se puede apreciar que la primera ola provocada por el tsunami se empieza a ver por la costa de Cádiz en el minuto 60 desde el origen del terremoto. A partir de 80' ya sólo quedan residuos del tsunami y pequeñas perturbaciones. Más adelante se verá un detalle de la zona, en el que se podrá apreciar con más exactitud el tiempo de llegada y la altura de ola en el asomeramiento.

A continuación se muestran las perturbaciones máximas y mínimas del nivel del mar en cada uno de sus puntos.

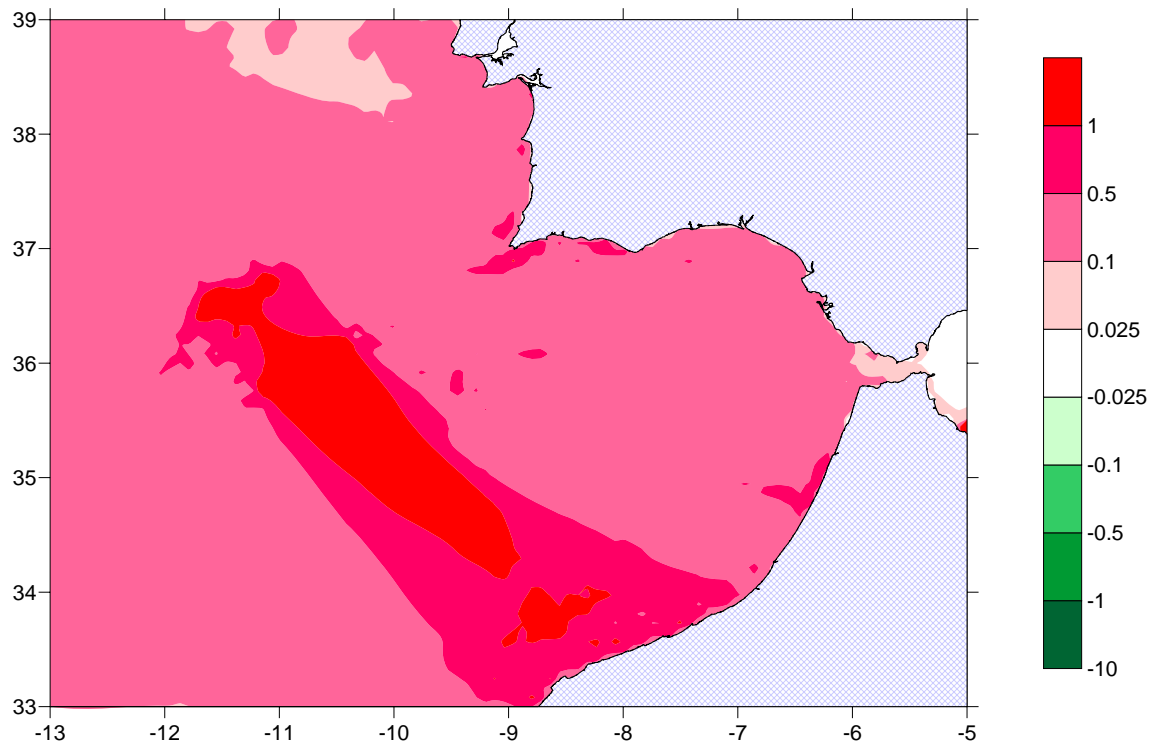


Figura 5.2-7 Perturbación máxima del nivel del mar en el tsunami de 1969. Malla 01.

Se aprecia que el mayor nivel de perturbación se produce en el área más cercana al origen del terremoto y allí donde la dirección de propagación es perpendicular al plano de falla. Esto hace que el tsunami sea de mayor intensidad en la costa de Marruecos, afectando a las ciudades de Casablanca y Al Jedida. En esta malla no se aprecian las alturas de ola que se producirán al llegar a la costa, que serán más altas de los niveles que en estos gráficos se ven, tal como se verá en la malla 02.

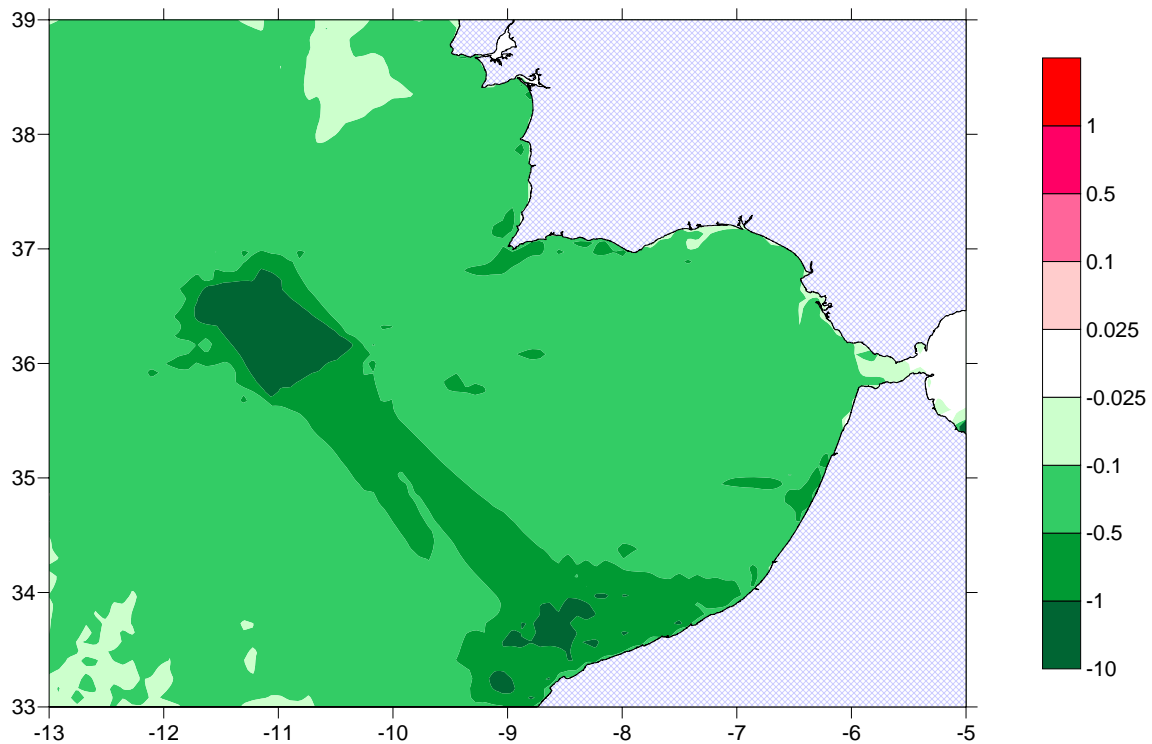


Figura 5.2-8 Perturbación mínima del nivel del mar en el tsunami de 1969. Malla 01.

5.3 INUNDACIÓN BAHÍA DE CÁDIZ: MALLA 02

En las figuras 5.5-1 a 5.5-5 mostradas a continuación se muestran instantáneas a 40, 60, 70, 80 y 90 minutos de la generación del terremoto, en la malla 02.

A los 40' las aguas de la costa de Cádiz aún no muestran perturbación debido al tsunami. El primer tren de olas aparece por la costa a los 60' con una altura de unos 20cm. El tren de olas está frenando y va ganando altura. Entre el minuto 70 y 80 choca con la costa propiamente dicha con alturas de más de medio metro. En el minuto 80' se produce una retirada del mar y a continuación aparece un segundo tren de olas más débil, a partir del cual se puede dar por terminado el tren de ondas principal del tsunami.

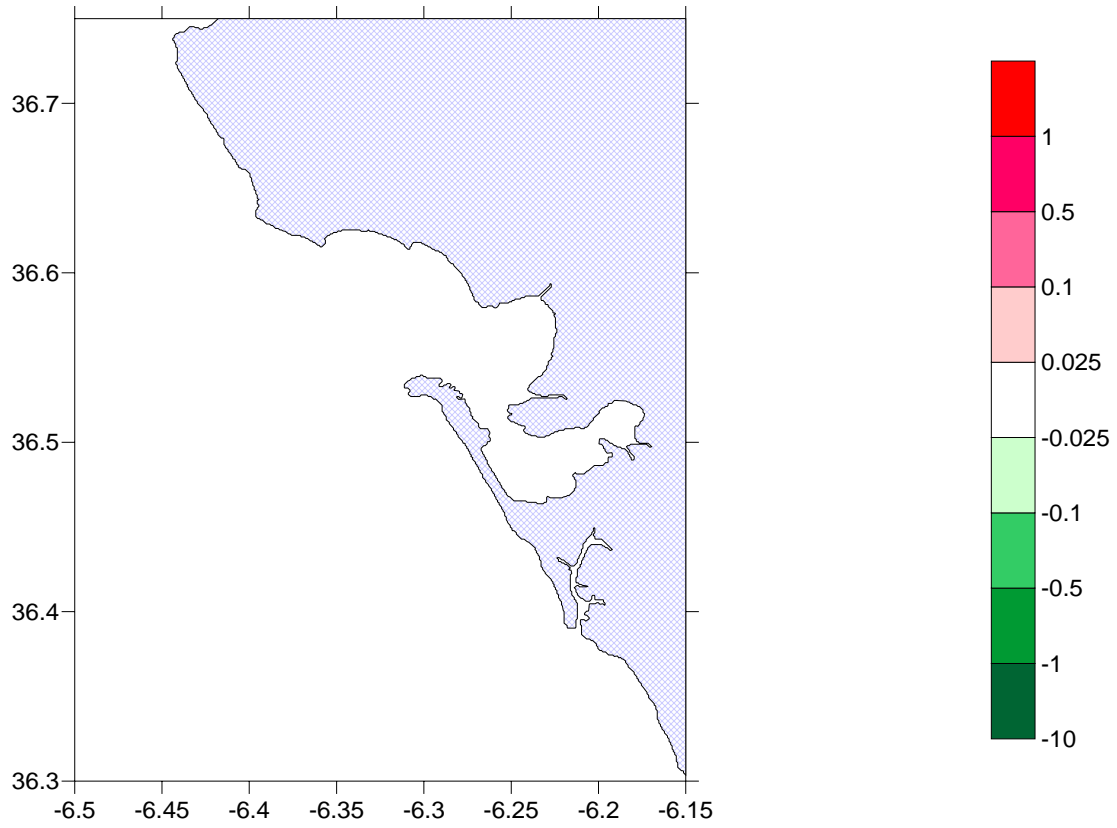


Figura 5.3-1 Tsunami de 1969 a los 40'. Malla 02.

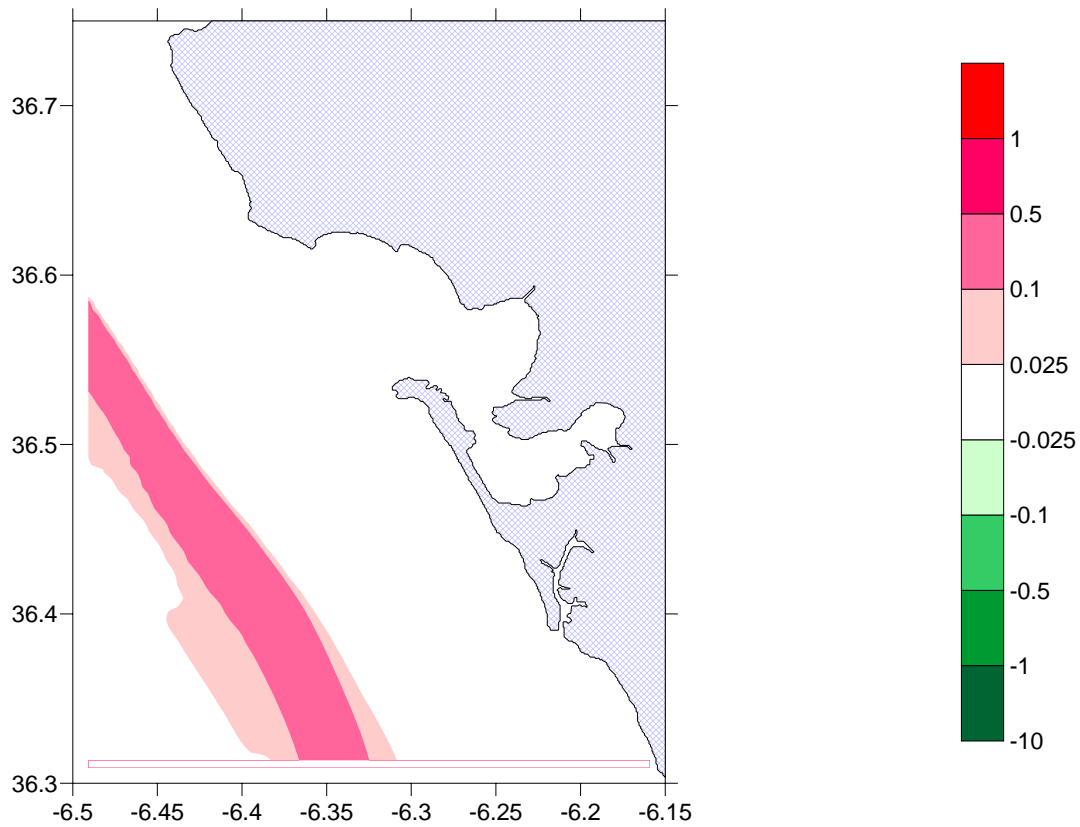


Figura 5.3-2 Tsunami de 1969 a los 60'. Malla 02.

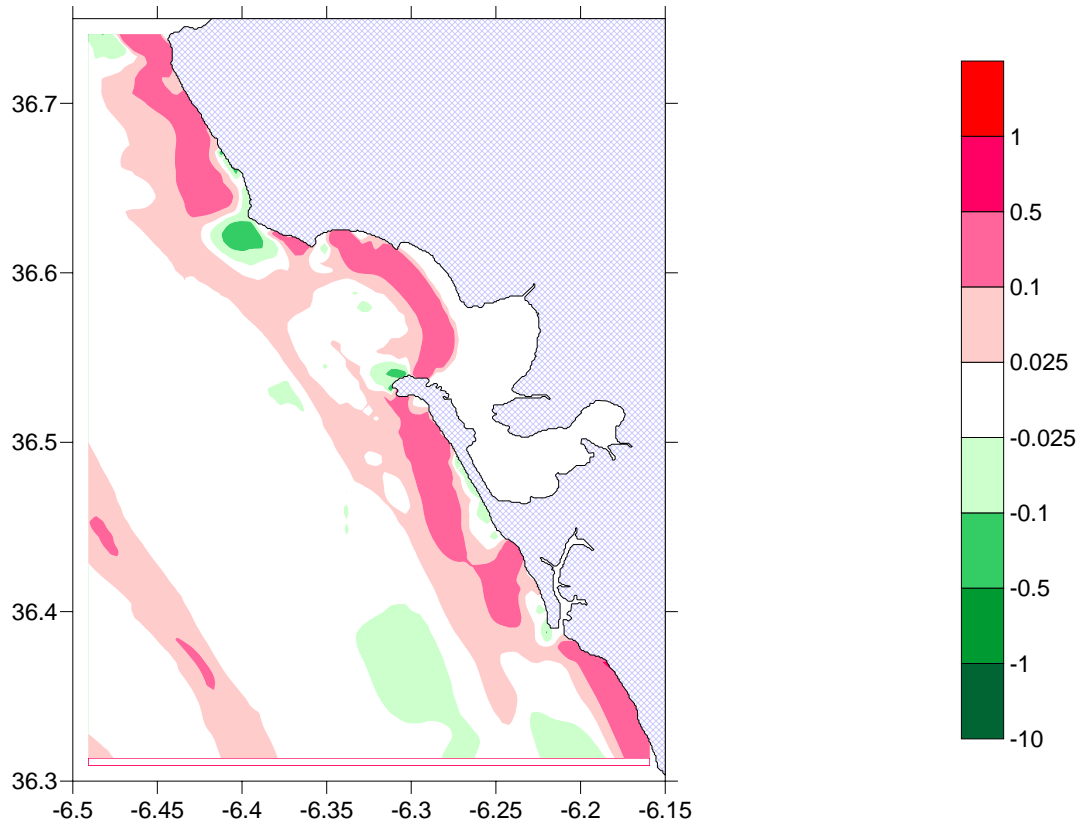


Figura 5.3-3 Tsunami de 1969 a los 70'. Malla 02.

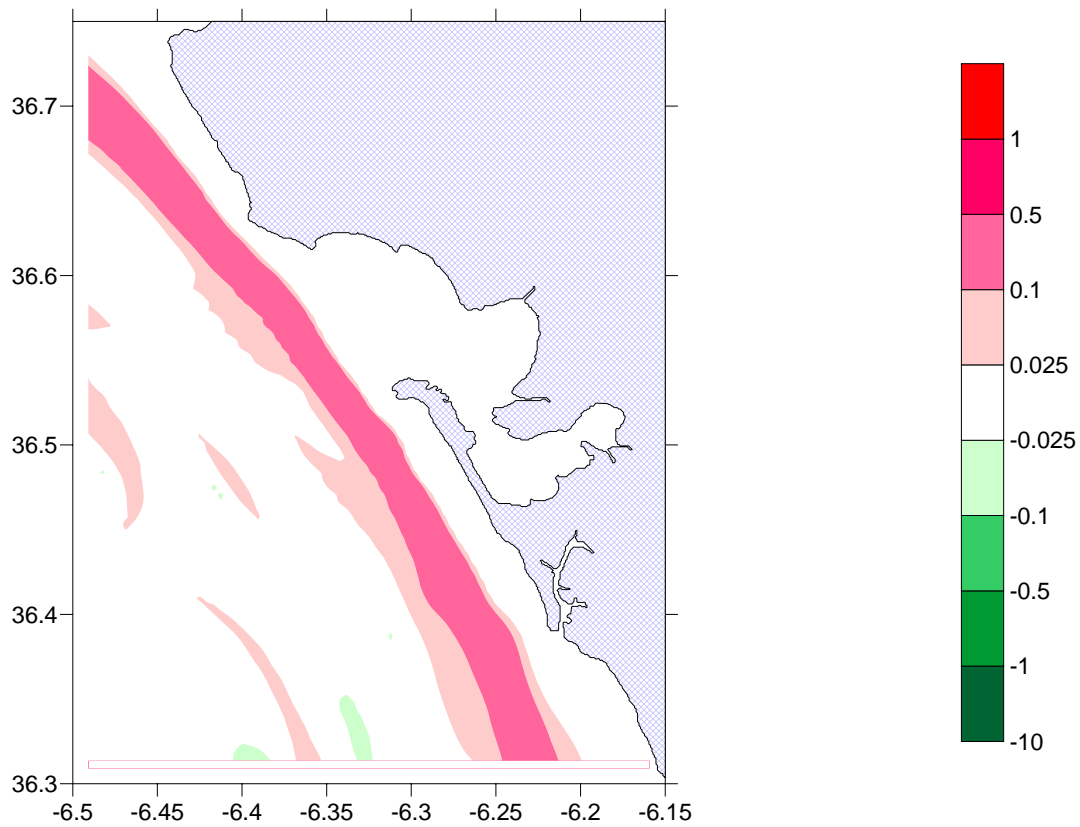


Figura 5.3-4 Tsunami de 1969 a los 80'. Malla 02.

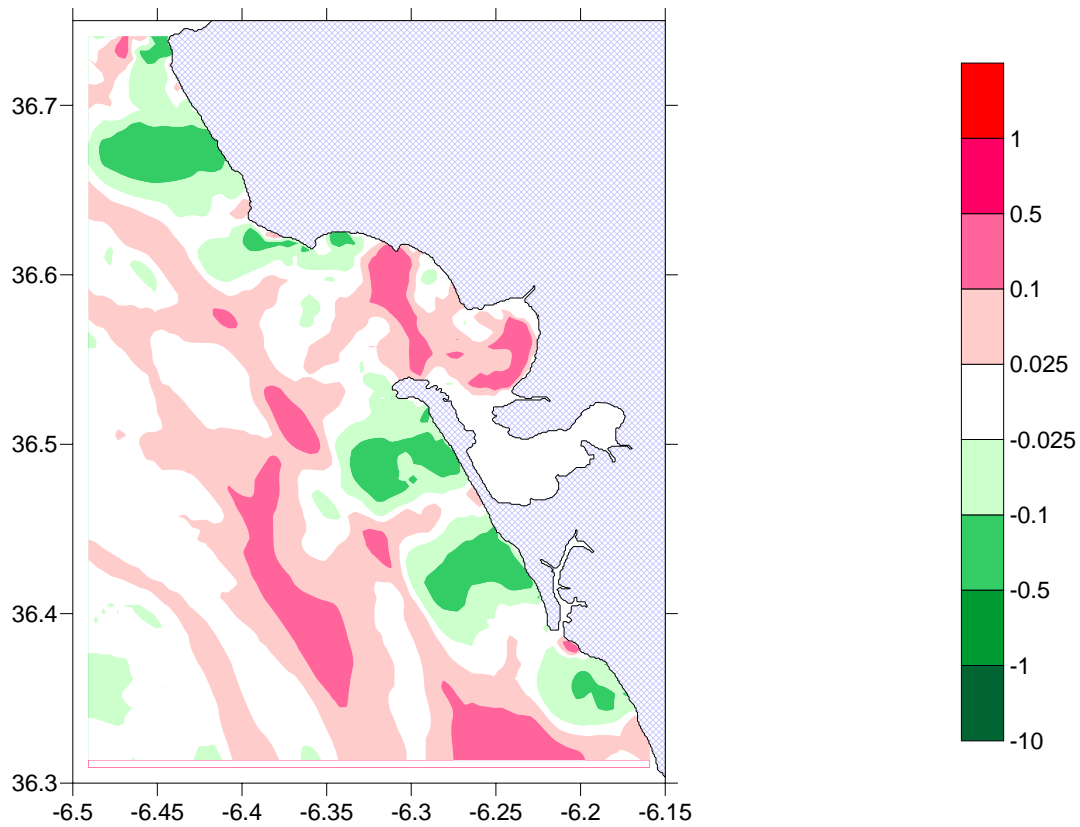


Figura 5.3-5 Tsunami de 1969 a los 90'. Malla 02.

En figuras 5.3-6 y 5.3-7 se muestran los valores máximos y mínimos de la perturbación de la superficie libre en cada uno de los puntos de la malla. En ellos se aprecian valores máximos de 0.5m enfrente del golfo de Cádiz y algo menores en el resto de costa y valores mínimo de 40 cm de depresión.

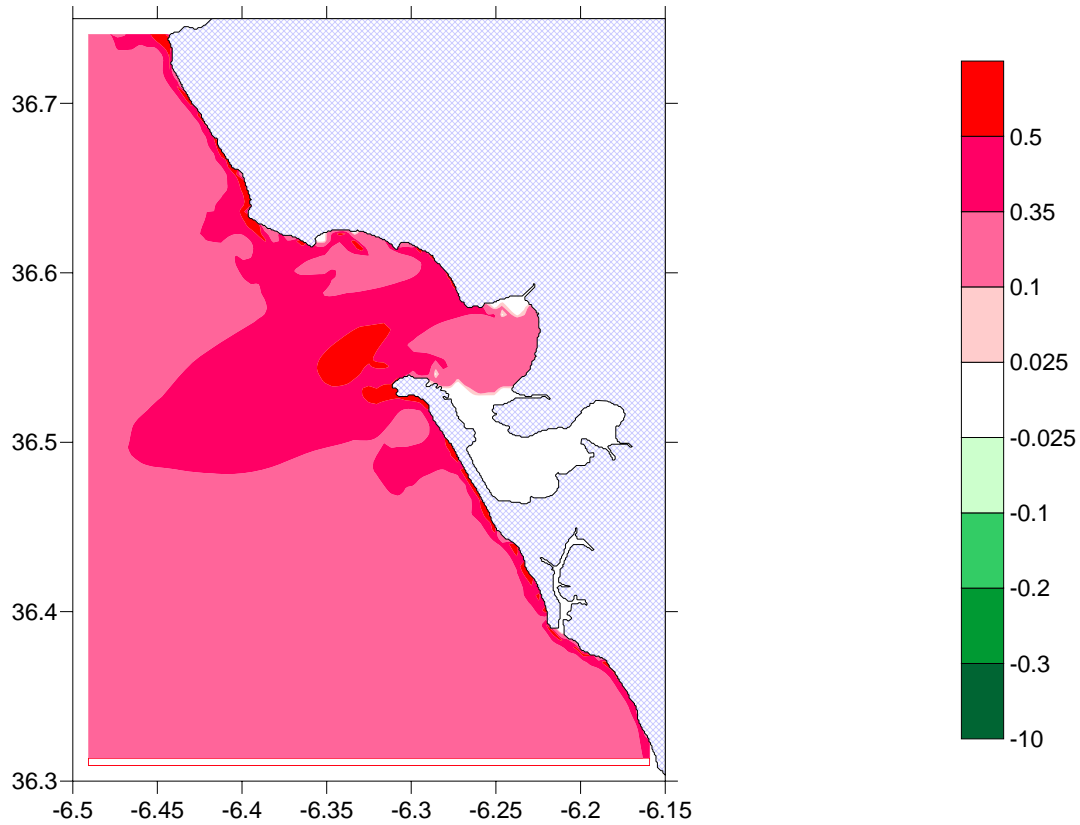


Figura 5.3-6 Perturbación máxima del nivel del mar en el tsunami de 1969. Malla 02.

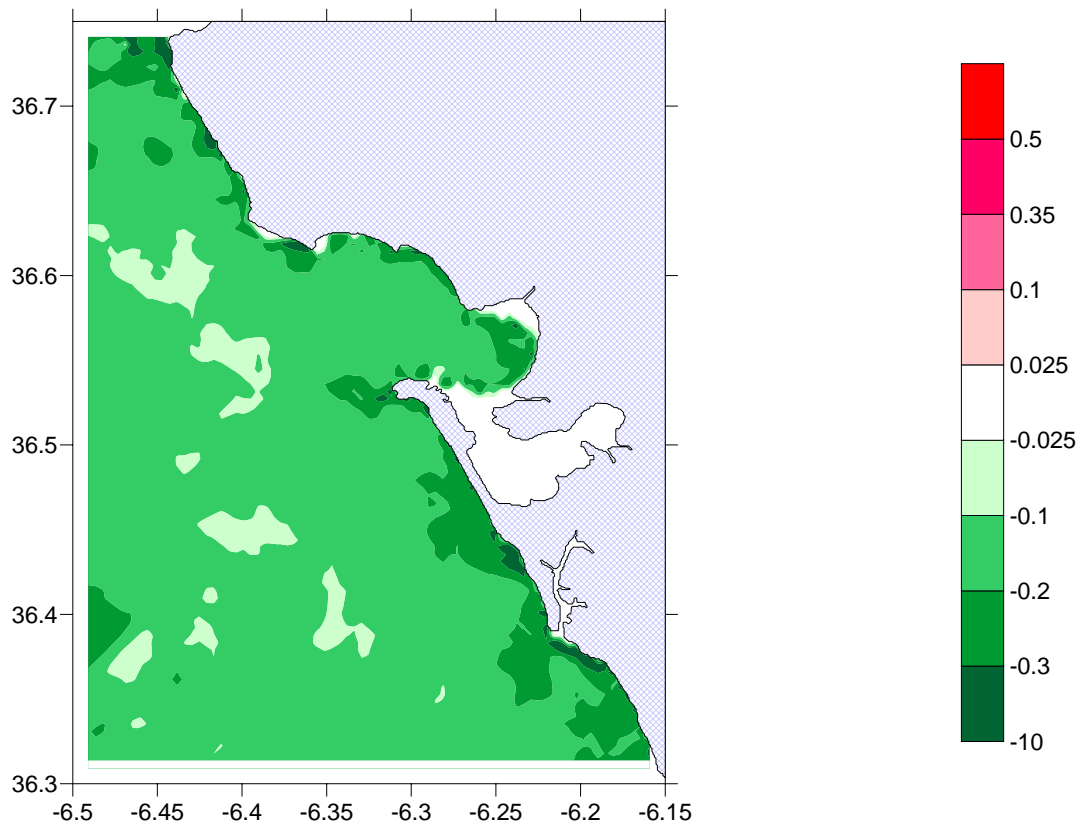


Figura 5.3-7 Perturbación mínima del nivel del mar en el tsunami de 1969. Malla 02.

5.4 CALIBRACIÓN

Ahora que se ha visto el resultado del tsunami sintético y su forma, en el próximo paso se trata de comparar la perturbación debida al tsunami sintético con la señal recibida en 1969 por un mareógrafo de la zona.

La figura 5.4-1 muestra la señal obtenida por el mareógrafo de Cádiz durante el evento.

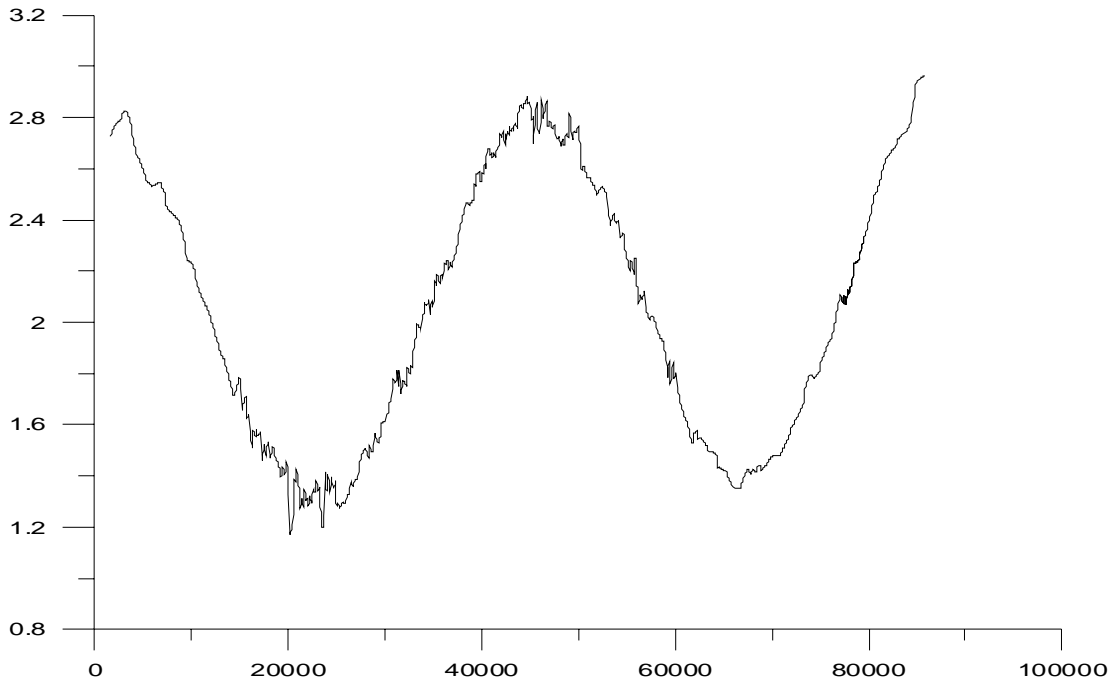


Figura 5.4-1 Registro del mareógrafo de Cádiz durante el evento de 1969

Como se puede ver, la señal está afectada por los datos de marea, que son bastante elevados en el Atlántico, durante el momento del tsunami se aprecia que la marea era del orden de 2m. Además también hay que tener en cuenta que puede tomar medidas de ondas mucho más cortas. Por esta razón antes de hacer la comparación se han filtrado de la señal las ondas con periodo menor a 5 minutos y las ondas con periodo mayor a 1 hora (para eliminar las mareas). Con ello se consigue aislar la señal producida únicamente por el tsunami.

Otra dificultad es que se desconoce la ubicación exacta del mareógrafo en aquel momento. Por ello se han realizado diversas pruebas en distintos puntos situados en la zona enfrente de la costa de Cádiz, y se ha escogido la que más se ajusta. La comparación de la señal del mareógrafo con la obtenida en el punto que mejor se ajusta durante el evento simulado se muestra en la figura 5.4-3.

El punto escogido para hacer la comparación finalmente ha sido el situado en el 6.73°O , 36.47°N . La posición de dicho punto se muestra en la figura 5.4-2.

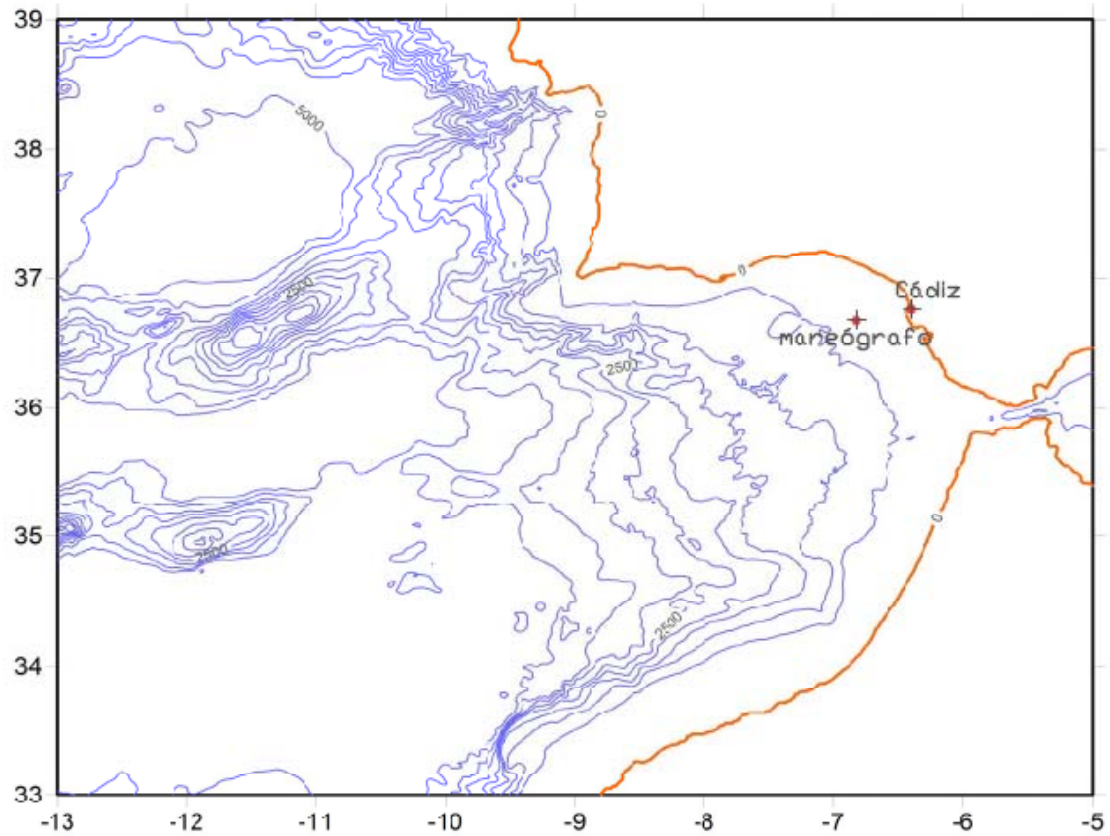


Figura 5.4-2 Situación hipotètica del mareògrafo de Cádiz durante el evento de 1969

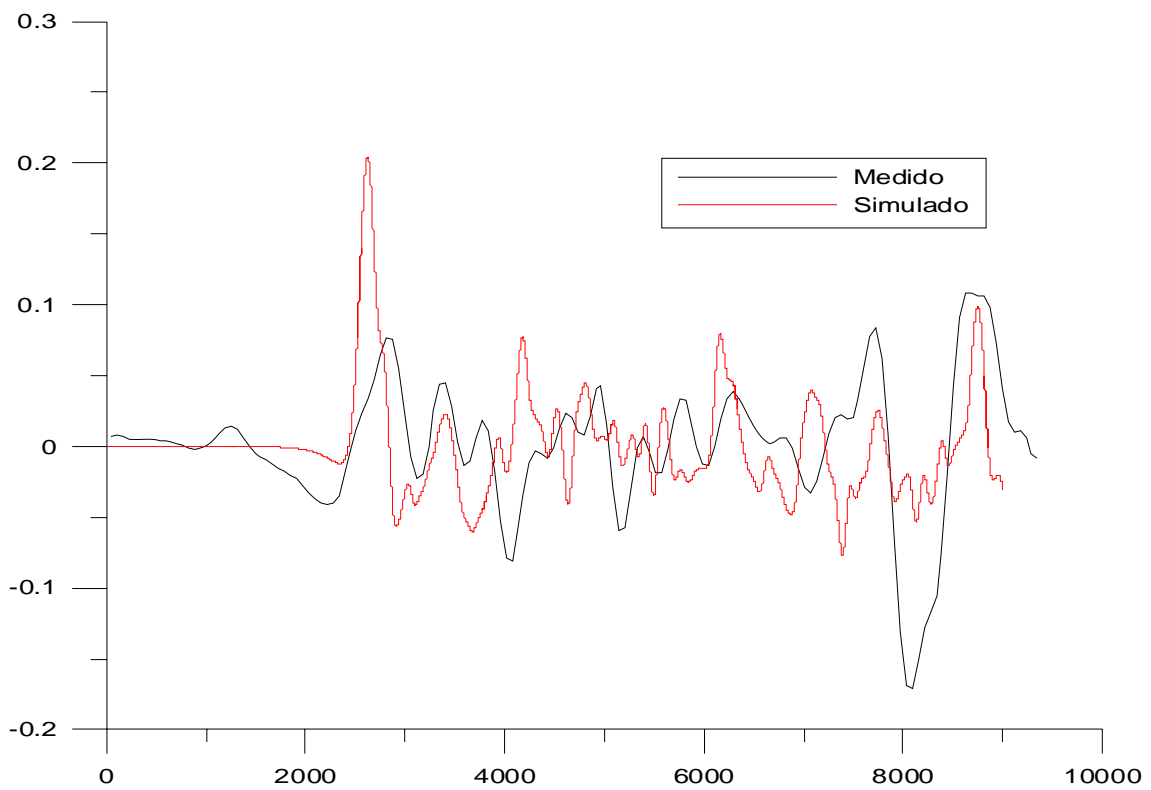


Figura 5.4-3 Comparación de señal real con simulada del evento de 1969.

Como se aprecia en la figura 5.4-3 hay una cierta similitud entre el tsunami medido y el simulado. Donde se observa más diferencia es en la primera onda que llega a la costa ya que parece que modelo lo sobreestima en más de un 100%. Tampoco predice una gran perturbación negativa en el segundo 8000. En el resto los valores de perturbación son muy semejantes, al igual que el periodo de las ondas. Seguramente sabiendo la localización exacta del mareógrafo la similitud sería aún mayor. Con esto se concluye que la herramienta es apta para la previsión de tsunamis y ver su efecto en la zona de estudio.

6. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

El modelo utilizado de propagación de tsunamis (Comcot), tal como ha sido explicado anteriormente, simula la respuesta del mar a un modelo de falla, por lo que los parámetros de dicha falla tendrán una mayor o menor relevancia en la forma y magnitud del posterior tsunami. En este apartado se pretende cuantificar esta relevancia, ya que conociendo la incertidumbre en los valores de los parámetros de la falla, se sabrá cual será la incertidumbre de los resultados en la simulación.

Los parámetros de los que se hará un estudio de sensibilidad son:

- Profundidad y coordenadas del epicentro.
- Acimut
- Longitud del plano de falla
- Anchura del plano de falla
- Dislocación
- Buzamiento del plano de falla
- Ángulo de desplazamiento

Hay que decir que las siguientes relaciones están estudiadas para valores de los parámetros que no se acercan a 0, pues para valores cercanos a 0 no habrá tsunami por lo que se tendrá una asíntota horizontal en los incrementos de la perturbación de la superficie libre. Esto no interesa, pues lo que se está estudiando es la generación de tsunamis. De todas maneras, se estudiará la sensibilidad de cada parámetro para valores típicos y que sean físicamente posibles y coherentes.

6.1 PROFUNDIDAD Y COORDENADAS DEL EPICENTRO

Los valores de las variables que se han dejado fijas en este apartado son los siguientes:

- Longitud plano de falla: 120,5 km
- Ancho plano de falla: 50 km
- Dirección del acimut: 135°
- Dislocación: 15 m
- Buzamiento: 49,5°
- Ángulo de desplazamiento: 116,5°
- Latitud epicentro: 34,1°
- Longitud epicentro: -12,6°

Mirando las siguientes simulaciones del terremoto base (figuras 6.1-1 y 6.1-2), a simple vista se ve que la perturbación disminuye cuanto más profundo es el epicentro.

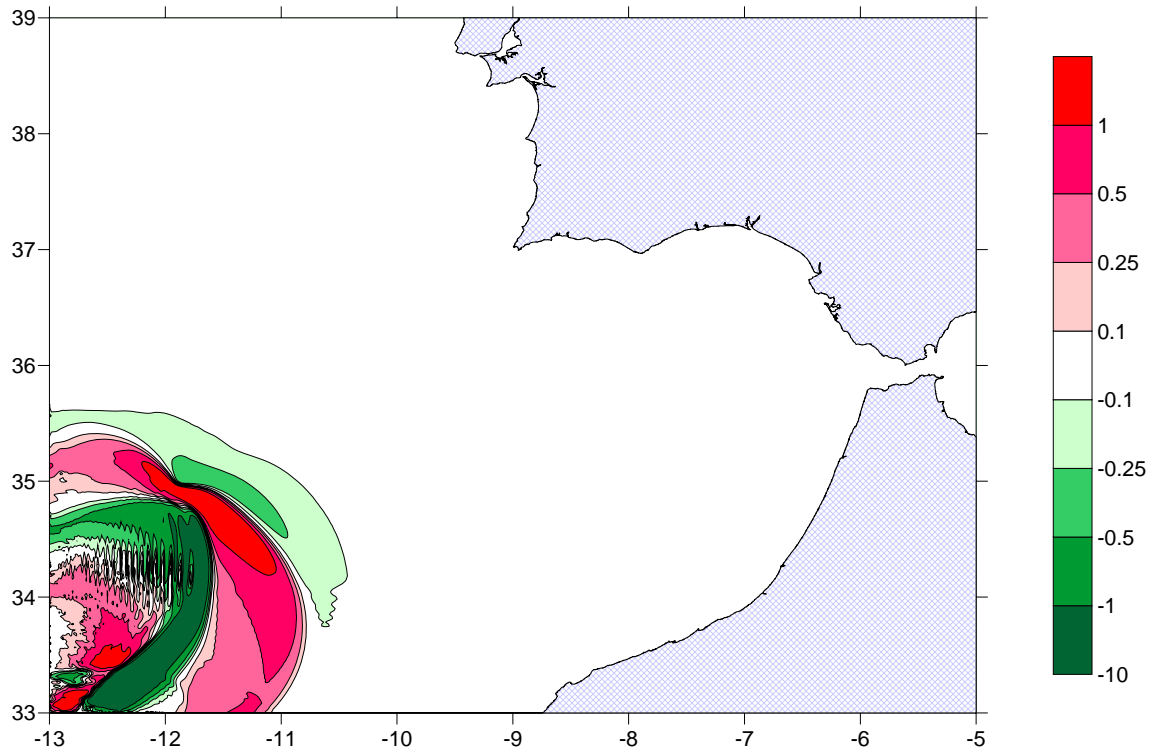


Figura 6.1-1 Instantánea a 10'. Profundidad del epicentro a 12km de la superficie.

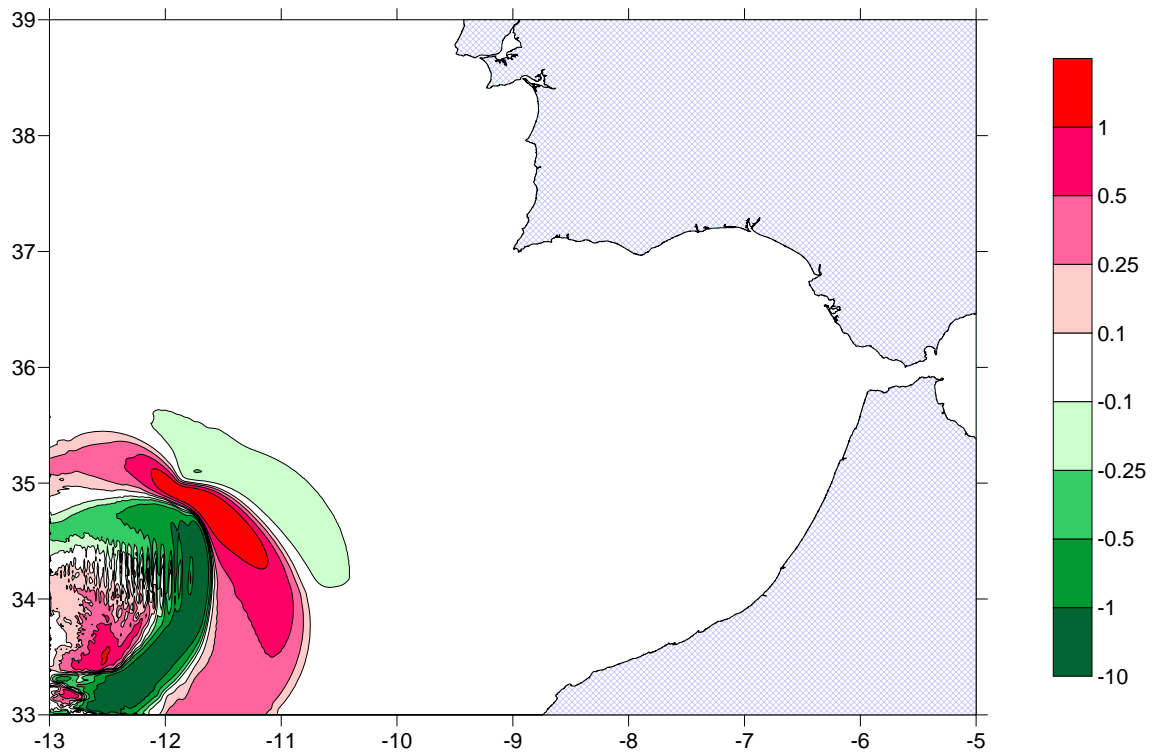


Figura 6.1-2 Instantánea a 10'. Profundidad del epicentro a 30km de la superficie.

Al cuantificar los datos, se ve que es relativamente sensible a variaciones en la profundidad del epicentro, ya que los incrementos se mueven en torno al 20% y -20% a pesar de que la diferencia de profundidad es muy grande. De todas maneras, es un parámetro muy importante como se ha explicado anteriormente, ya que la aparición del tsunami depende directamente con que el epicentro esté suficientemente cerca de la superficie.

En la tabla 6.1-1y la figura 6.1-3 se muestran las variaciones que experimenta la perturbación en función de la profundidad del epicentro.

Comparación en el minuto 10 en puntos donde la perturbación del nivel del mar es mayor de 1 metro	
Profundidad (km)	Incremento (%)
2	14,97
4	9,43
7	0,00
8	-3,63
12	-19,96
15	-29,51

Tabla 6.1-1 Comparación en el minuto 10 en puntos donde la perturbación del nivel del mar es mayor a 1m

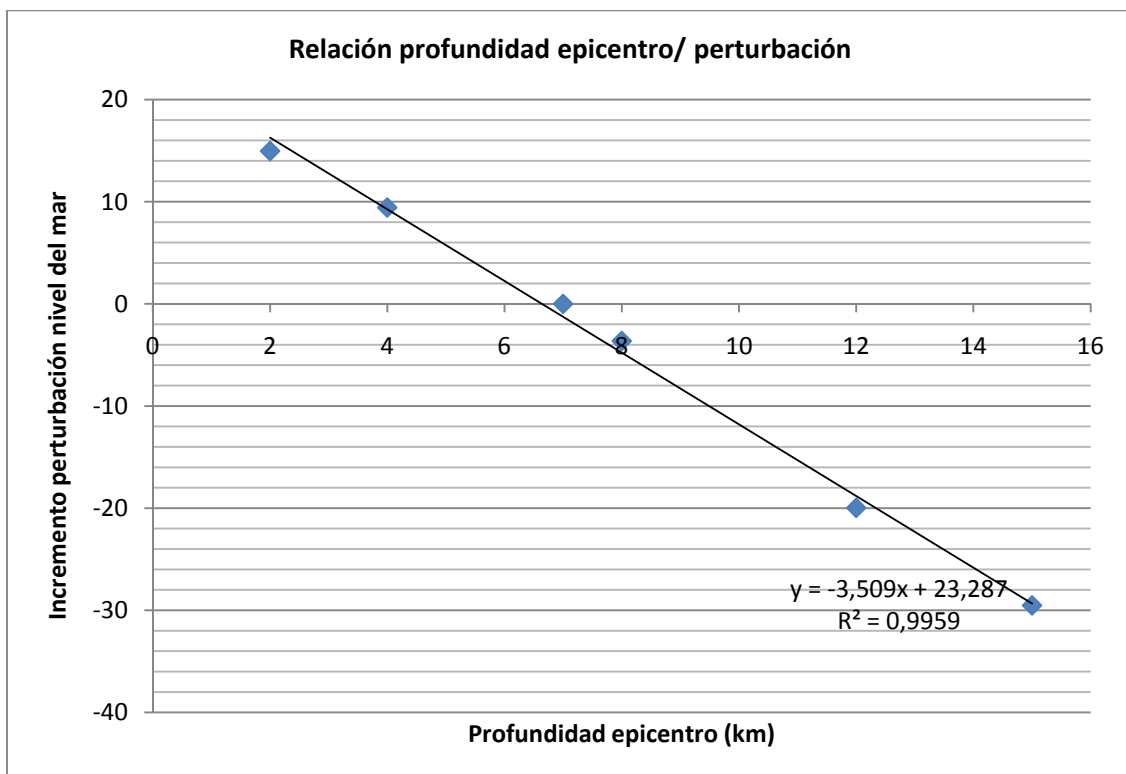


Figura 6.1-3 Relación entre la profundidad del epicentro y la magnitud de la perturbación

A partir de ahora, se procederá a hacer las siguientes simulaciones con los siguientes datos de localización del epicentro:

- Latitud epicentro: 34.1°
- Longitud epicentro: -12.6°
- Profundidad del epicentro: 7 km

La latitud y longitud se han situado en la zona de riesgo. Si se observa dónde se han producido los terremotos de los que se tiene constancia y datos, la mayoría están alrededor de esa zona. Eso se debe a que ahí se encuentra la falla Azores-Gibraltar que es bastante activa.

6.2 DIRECCIÓN DEL ACIMUT

Los valores de las variables que se han dejado fijas en este apartado son los siguientes:

- Profundidad del epicentro: 7km
- Longitud plano de falla: 120.5km
- Ancho plano de falla: 50km
- Dislocación: 15m
- Buzamiento: 49.5°
- Ángulo de desplazamiento: 116.5°
- Latitud epicentro: 34.1°
- Longitud epicentro: -12.6°

La dirección del acimut no va a influir en el valor máximo absoluto de la altura de ola del tsunami generado, pero sí en la forma de este. Esto implica que la altura de ola en un punto en concreto podría variar según la forma que adoptase dicho tsunami.

A continuación se muestran una serie de instantáneas de la perturbación del mar provocada por terremotos provenientes de fallas con diferentes acimuts (figuras 6.2-1 a 6.2-4).

Observando las figuras 6.2-3 y 6.2-4, se ve claramente la forma que adopta el tsunami en función del ángulo del acimut. Se puede decir que tiende a ser simétrico respecto a un eje que pasa por el epicentro y tiene la dirección perpendicular al acimut, lo cual es obvio, ya que la simetría de la falla en dicha dirección es absoluta tal como ha sido definida.

En cambio, si se mira el eje que, pasando por el epicentro, tiene la dirección del acimut. Se puede ver que tiende a ser antisimétrico, es decir, donde en un lado hay crestas, en el otro hay senos. Concretamente el seno, se encuentra en aquel lado donde el bloque de la falla ha descendido y la cresta en aquel donde el bloque de la falla ha ascendido. La primera respuesta del mar a esto es descender o subir, amoldándose a la nueva situación del terreno.

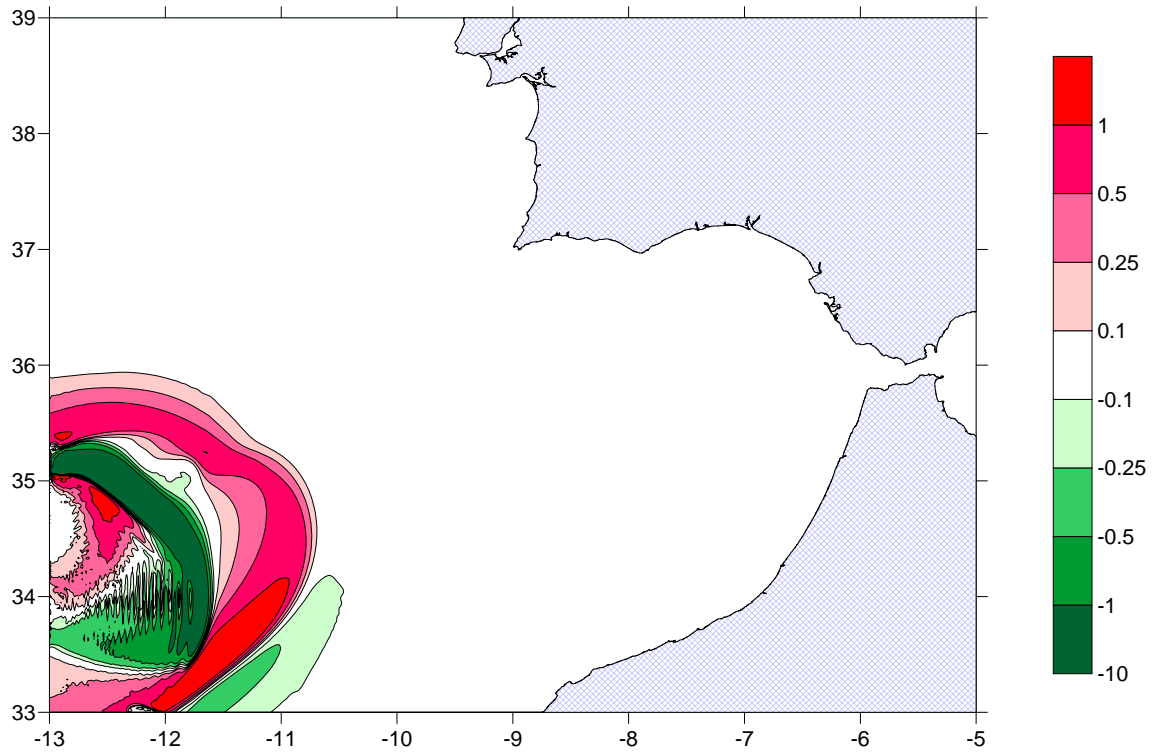


Figura 6.2-1 Instantánea a 10' y acimut de 225°

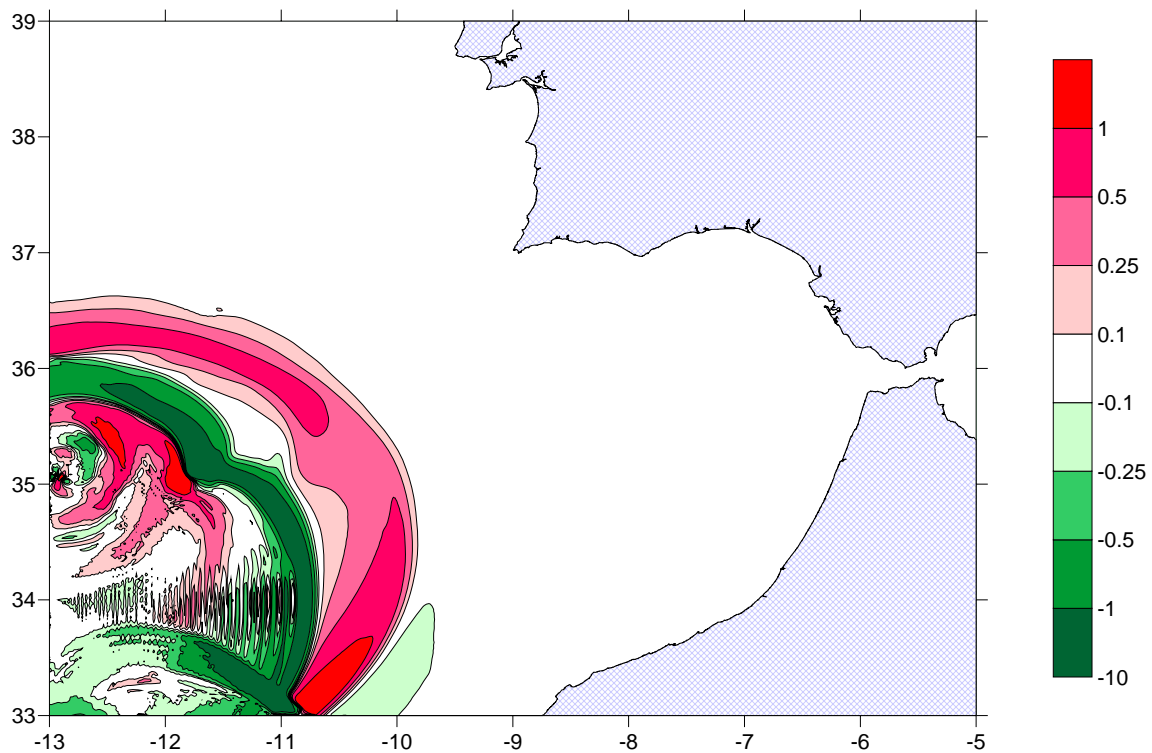


Figura 6.2-2 Instantánea a 16' 40s y acimut de 225°

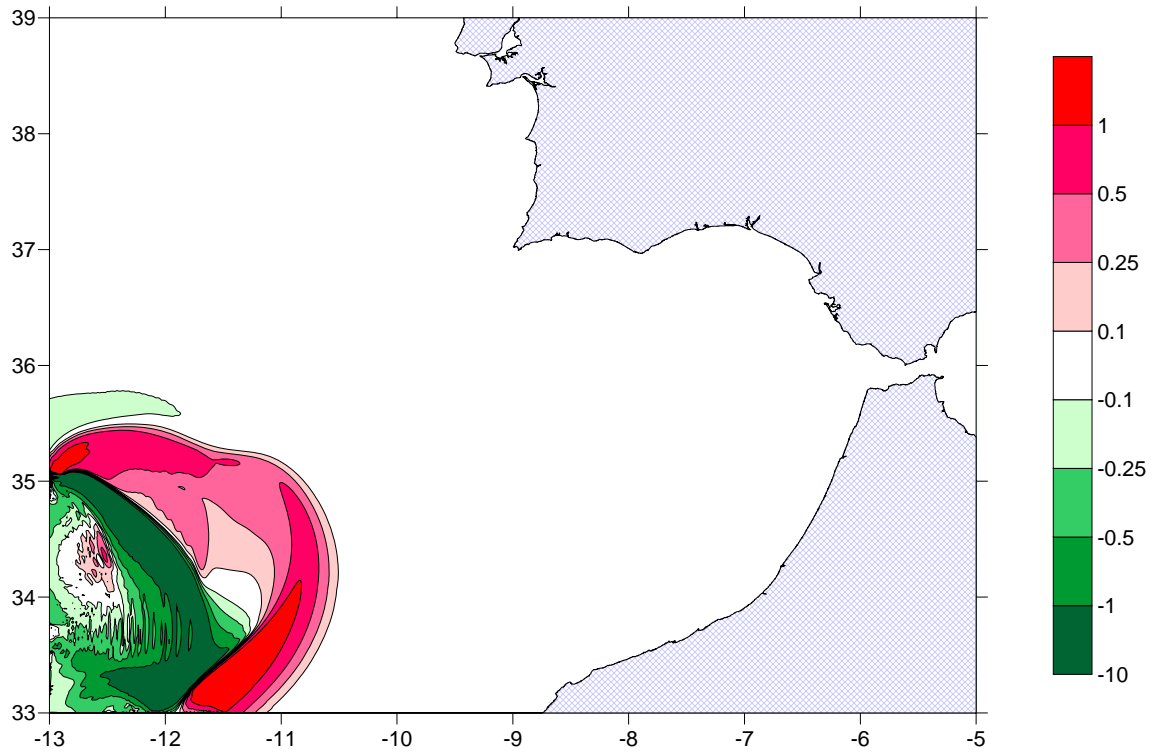


Figura 6.2-3 Instantánea a 10' y acimut de 45°

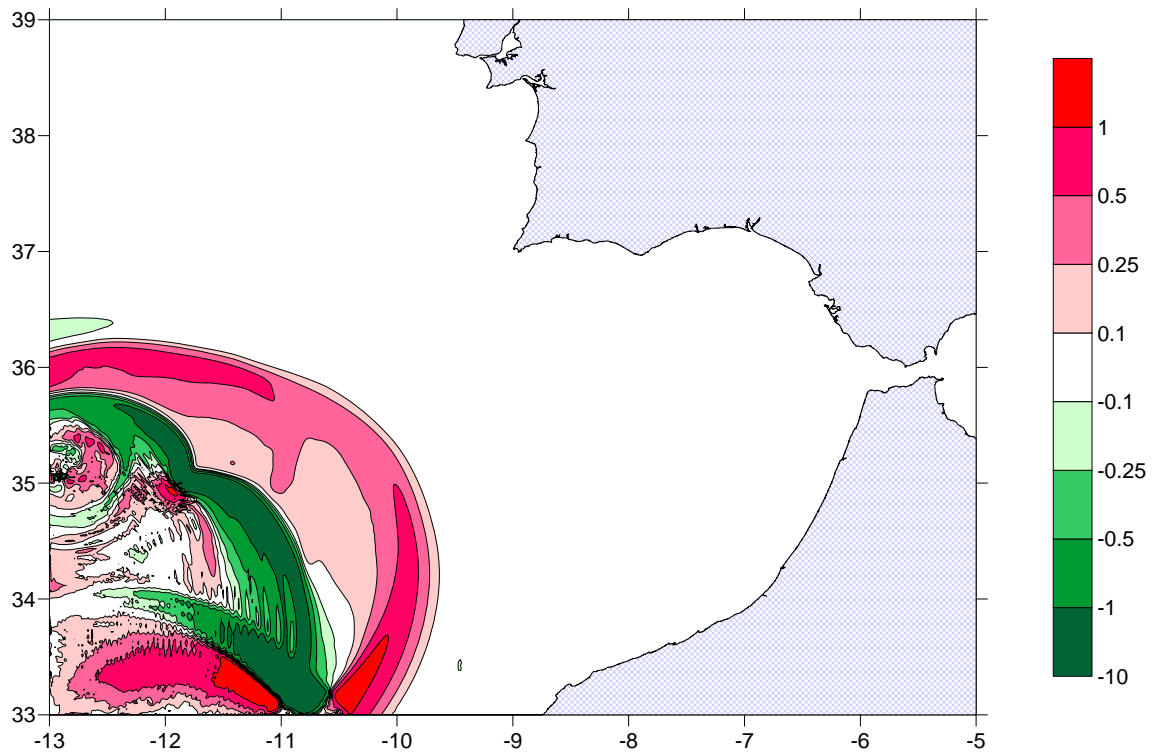


Figura 6.2-4 Instantánea a 16' 40s y acimut de 45°

Lo explicado anteriormente es de suma importancia, ya que es la razón por la que en tierra se observará una crecida o una disminución drástica del nivel del mar en primera instancia. Cabe decir que será la situación más crítica allí donde lo primero que aparezca sea la cresta de la ola, ya que prácticamente no habrá tiempo de reacción. Por el otro lado si lo que primero se observa es un drástico descenso del nivel del mar, se tendrá un margen de pocos minutos de reacción hasta que llegue la cresta y la consiguiente inundación del margen continental.

A continuación se detalla un gráfico explicativo (figura 6.2-5), teniendo en cuenta que el modelo Comcot hace las simulaciones asumiendo fallas inversas.

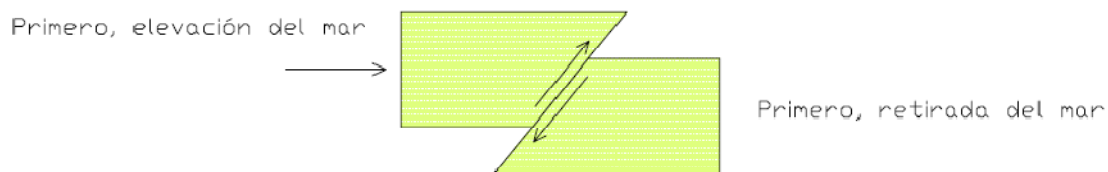


Figura 6.2-5 Gráfico explicativo de falla inversa

Cabe destacar, que si se comparan las gráficas de las simulaciones de 225° y 45°, al ser estos ángulos suplementarios, la forma del tsunami es muy parecida pero simétrica entre ellas. Esto lleva a la idea que si se quisiera simular un tsunami creado por una falla normal en lugar de inversa, en vez de darle al modelo la dirección del acimut se debería introducir la dirección suplementaria del acimut, ya que matemáticamente serían cosas equivalentes. Al modelo sólo se le define el movimiento de bloques, no si éste viene dado por tracción o compresión. Por lo tanto, dándole el ángulo suplementario en vez del real, se hace ascender al bloque que realmente asciende en caso de una falla normal (que sería el contrario a una falla inversa).

A continuación se muestran más ejemplos de variaciones en el acimut en las figuras 6.2-6 a 6.2-9.

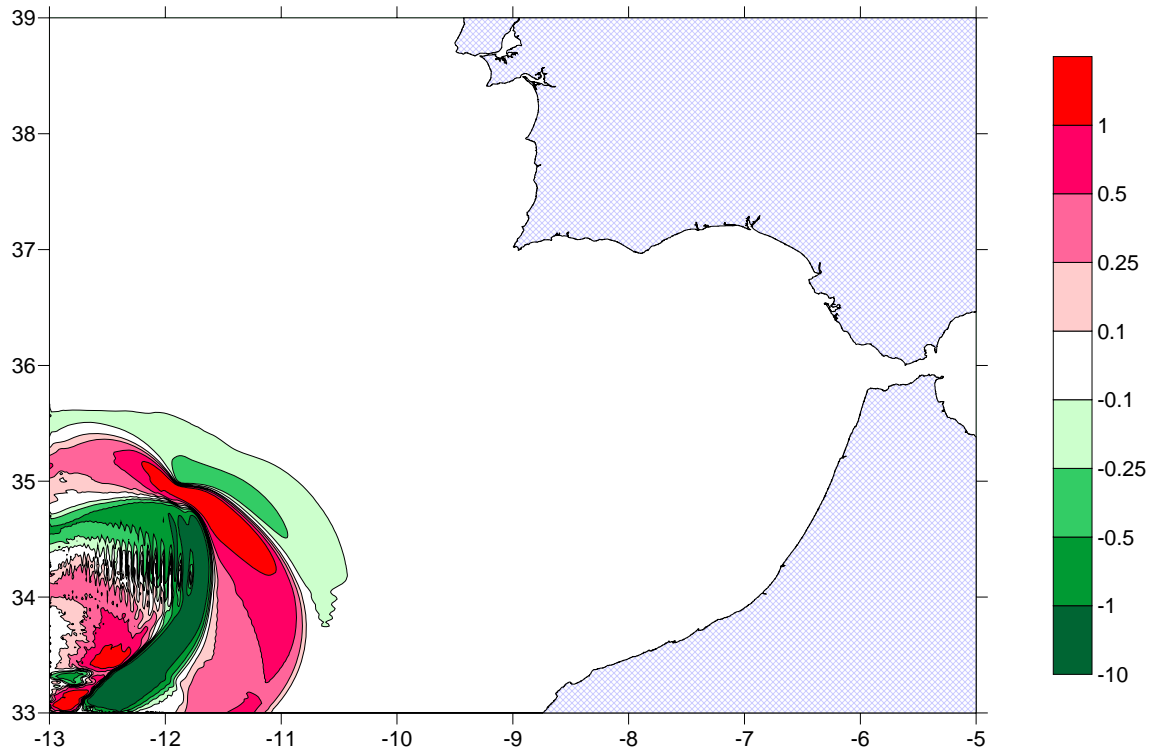


Figura 6.2-6 Instantánea a 10' y acimut de 135°

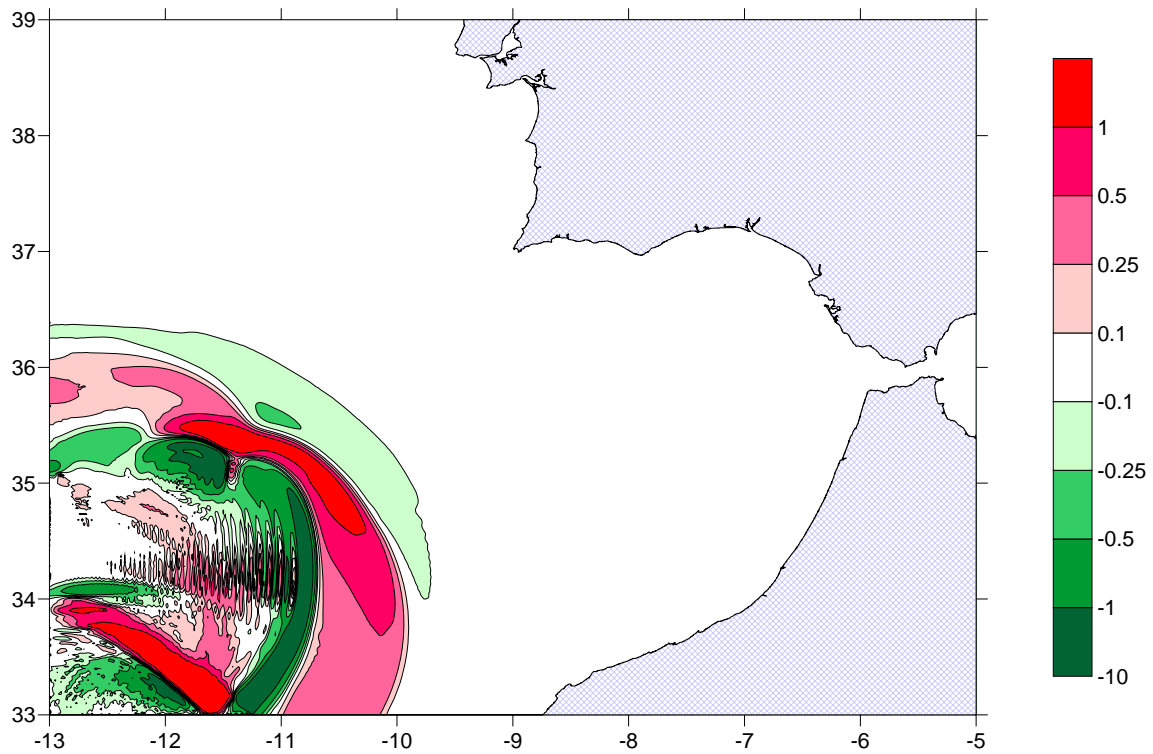


Figura 6.2-7 Instantánea a 16' 40s y acimut de 135°

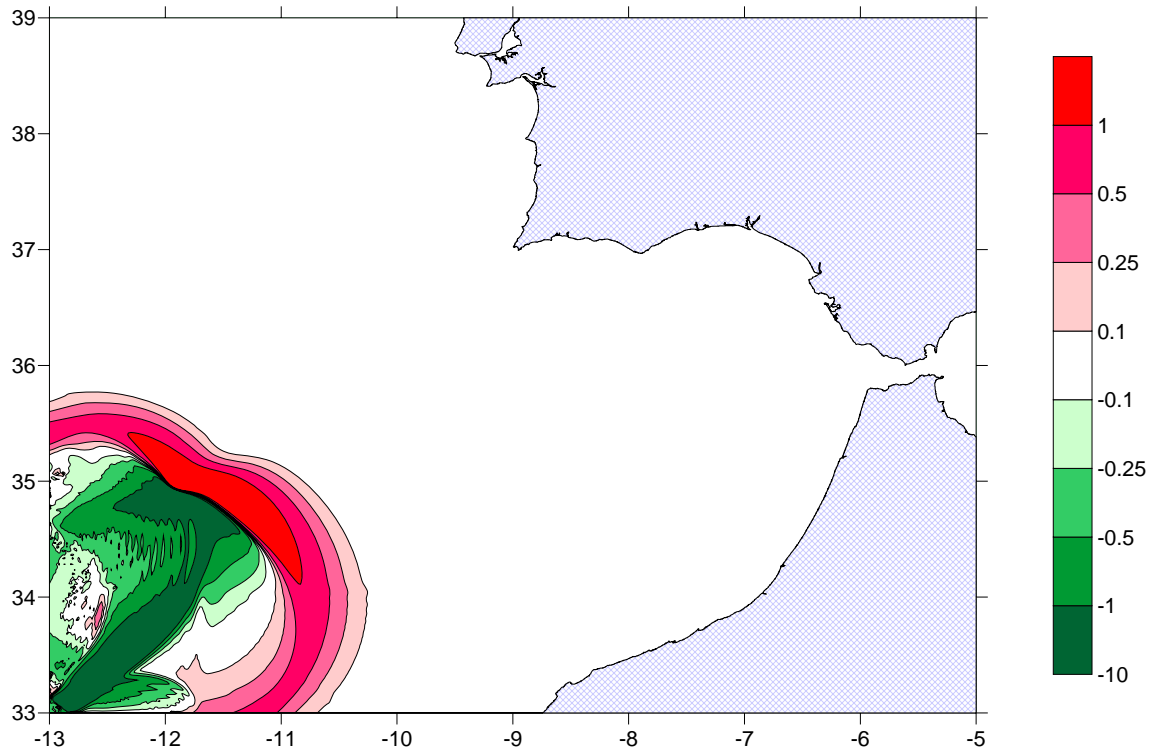


Figura 6.2-8 Instantánea a 10' y acimut de 315°

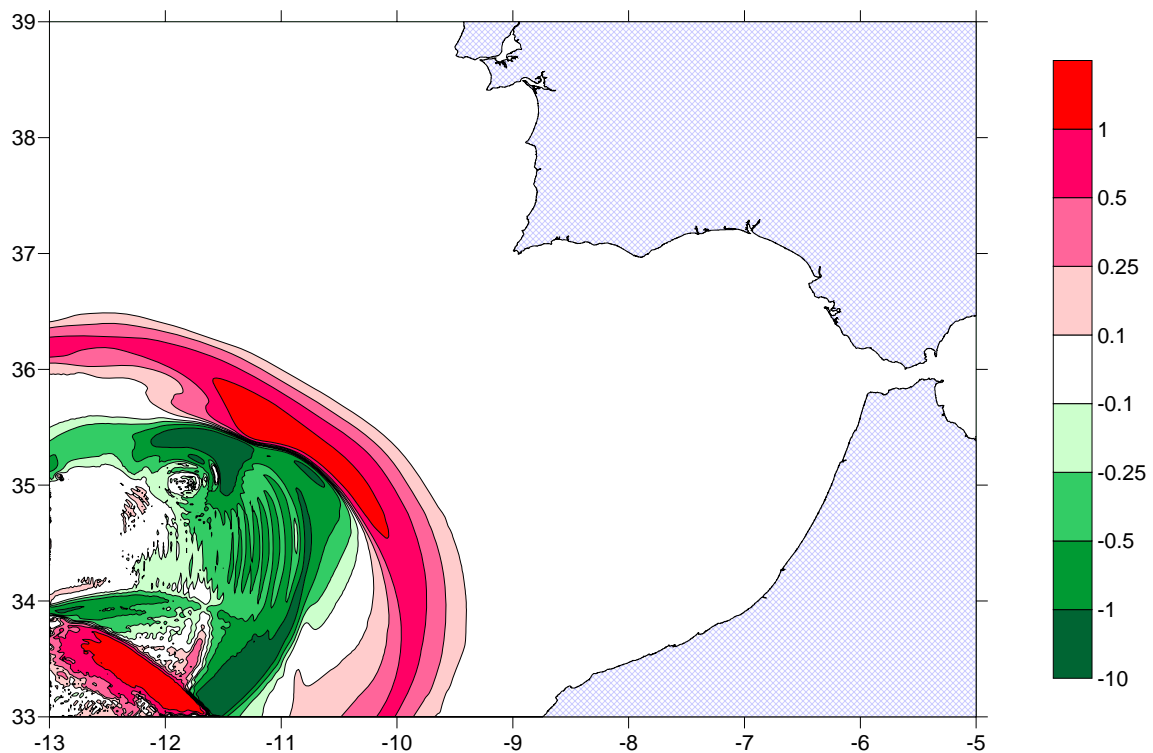


Figura 6.2-9 Instantánea a 16' 40s y acimut de 315°

Queda patente la forma que toman las ondas en función del ángulo de acimut. Pero, ¿Es clara la variabilidad de la altura de ola en un punto de la costa? La respuesta es que si la costa está cerca del tsunami, la ola que chocará con la costa puede ser muy variable según la forma que éste adopte. Pero, ¿Y si la costa está lo suficientemente lejos? Véanse unas instantáneas pasado un tiempo mayor (figuras 6.2-10 y 6.2-11).

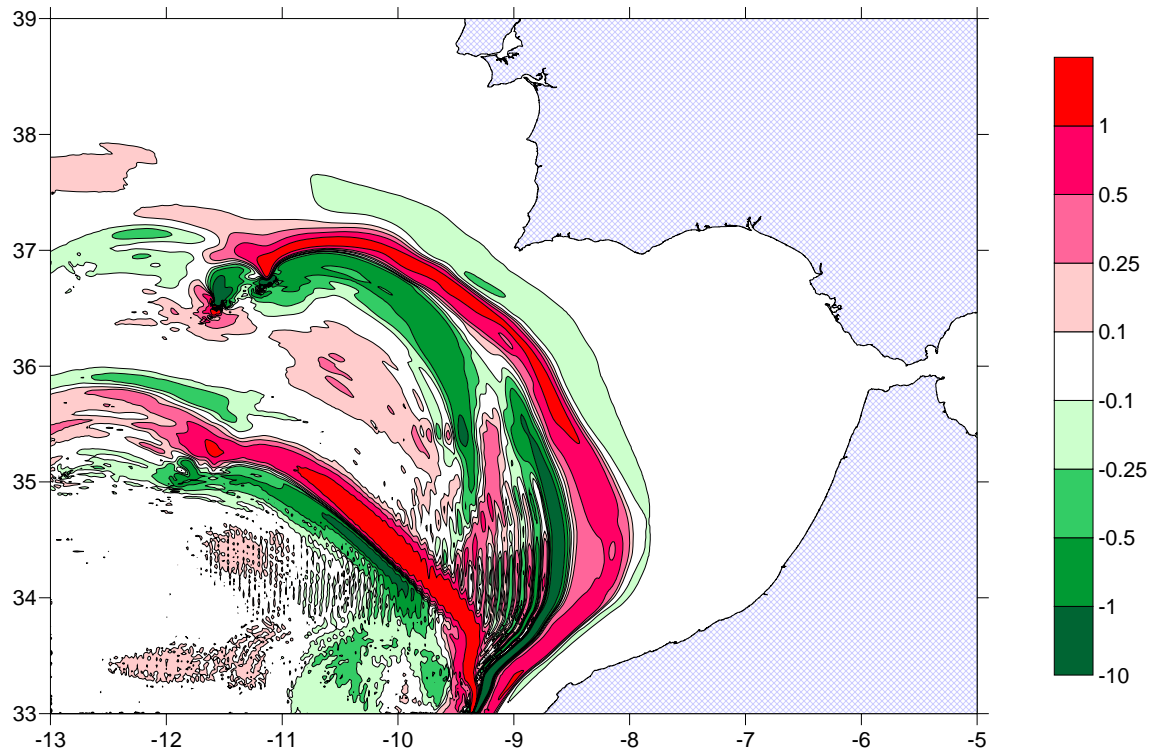


Figura 6.2-10 Instantánea a 35' y acimut de 135°

Se puede ver (observando figuras 6.2-10 y 6.2-11) que una vez el frente de olas ha recorrido una gran distancia desde su epicentro, éste es bastante homogéneo en cuanto a altura de ola. Dicho efecto se va incrementando contra más lejos está la costa del epicentro, si dicha costa está lo suficientemente lejos la fuente del terremoto puede considerarse como puntual.

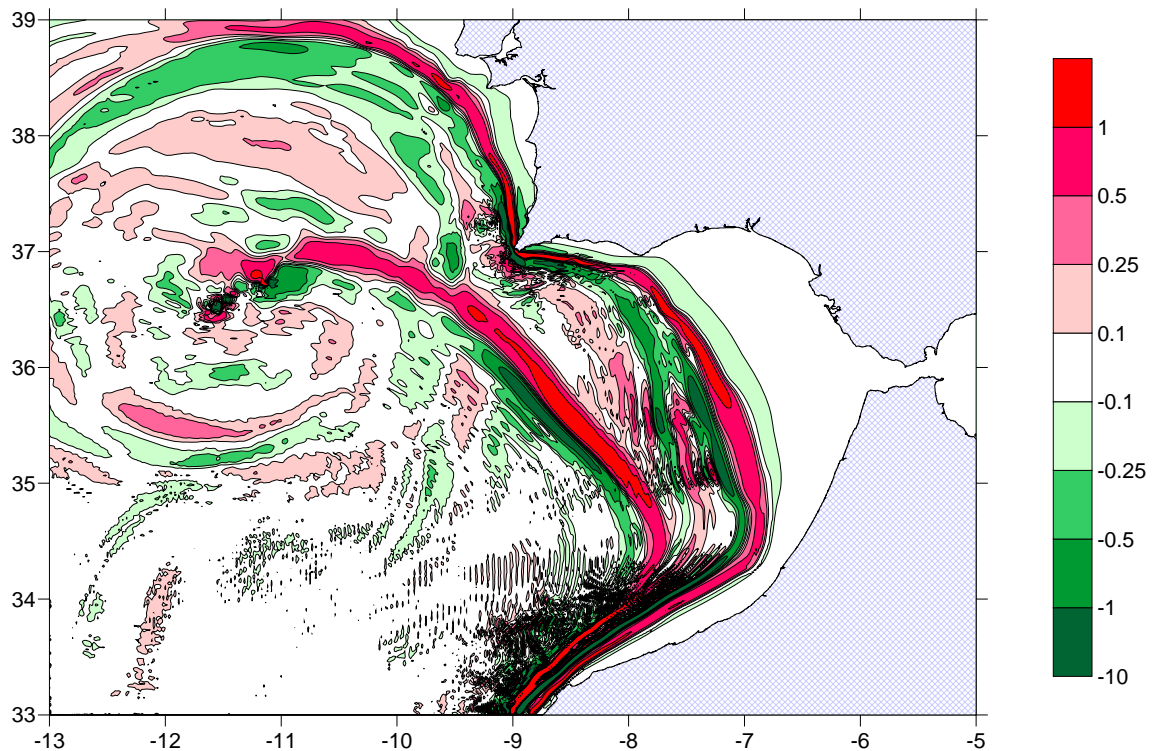


Figura 6.2-11 Instantánea a 50' y acimut de 135°

6.3 LONGITUD DEL PLANO DE FALLA

Los valores de las variables que se han dejado fijas en este apartado son los siguientes:

- Profundidad del epicentro: 7 km
- Latitud epicentro: 34.1°
- Longitud epicentro: -12.6°
- Acimut: 135°
- Ancho plano de falla: 50 km
- Dislocación: 15m
- Buzamiento: 49.5°
- Ángulo de desplazamiento: 116.5°

Parece lógico que contra mayor sea la longitud del plano de falla, más agua desplazada habrá y mayor será el tsunami. Esto puede verse en las instantáneas 6.3-1 y 6.3-2.

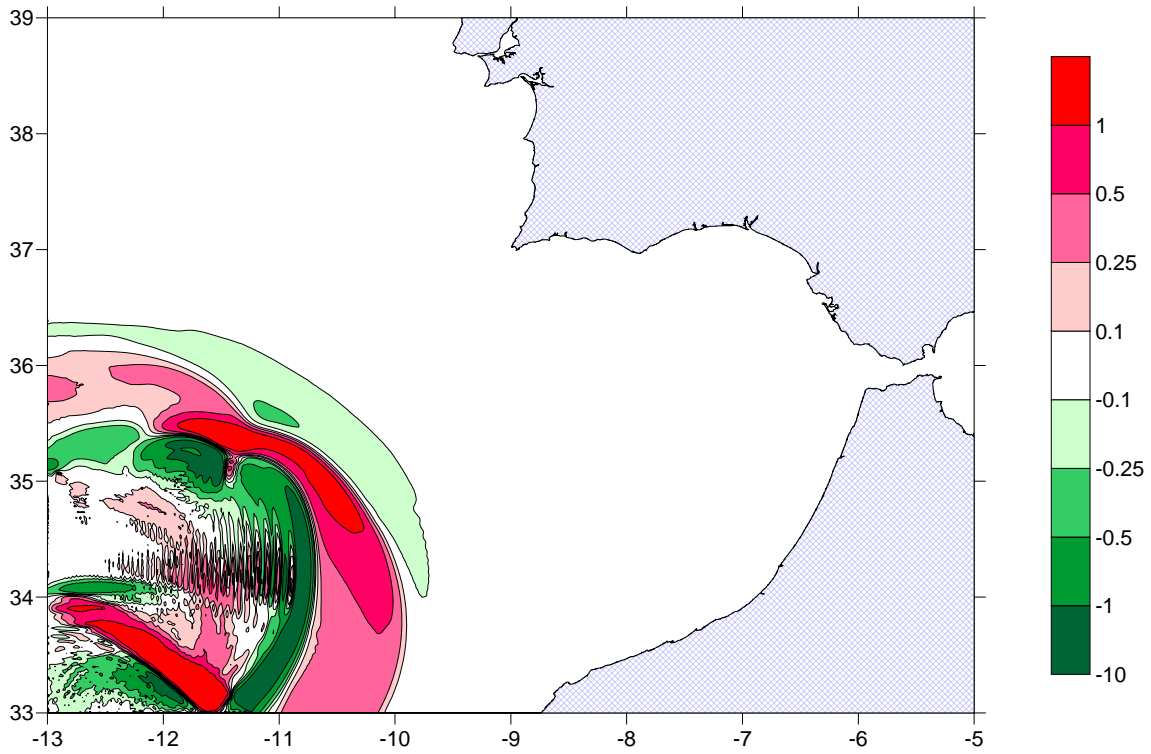


Figura 6.3-1 Instantánea a 10' y longitud de falla de 120.5km

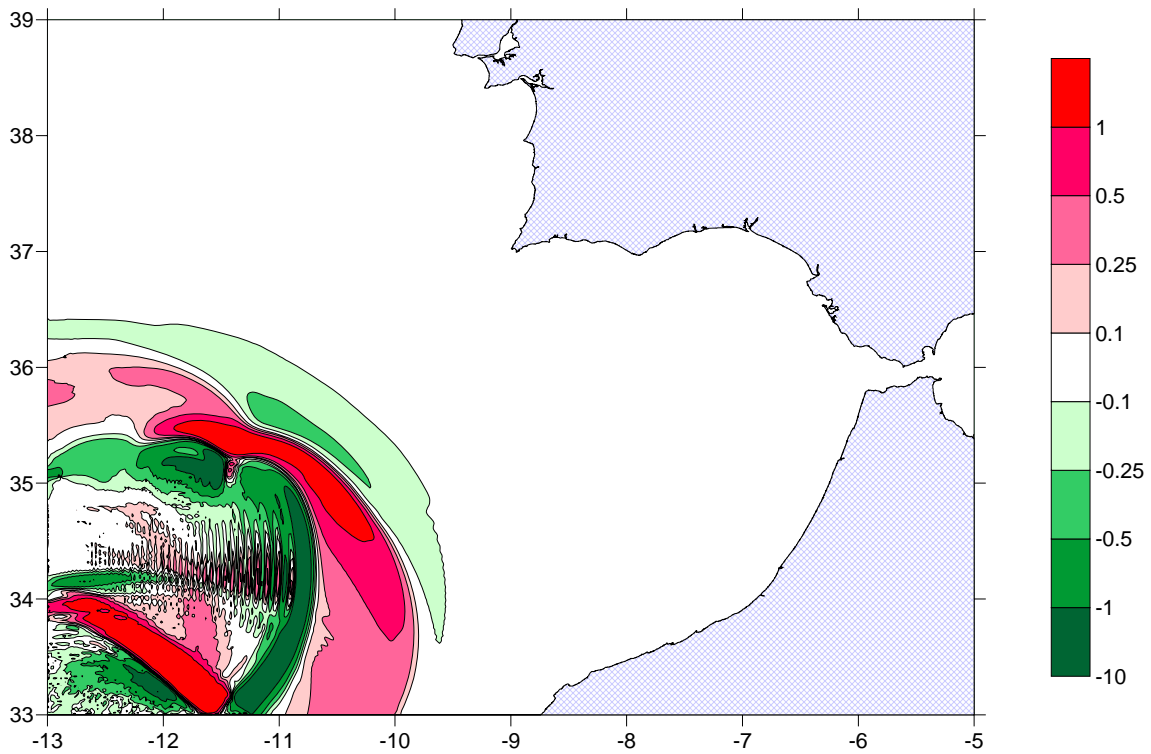


Figura 6.3-2 Instantánea a 10' y longitud de falla de 150km

En las figuras 6.3-1 y 6.3-2 se puede apreciar a simple vista que hay un aumento de la perturbación del nivel del mar. En la tabla 6.3-1 y la figura 6.3-3, que se pueden ver a continuación, se valora cuantitativamente dicho aumento.

Comparación en el minuto 10 en puntos donde la perturbación del nivel del mar es mayor de 1 metro	
Longitud de plano de falla (km)	Incremento (%)
100.0	-22.31
120.5	0.00
150.0	28.98
200.0	103.27

Tabla 6.3-1 Comparación en el minuto 10 en puntos donde la perturbación del nivel del mar es mayor de 1 metro.

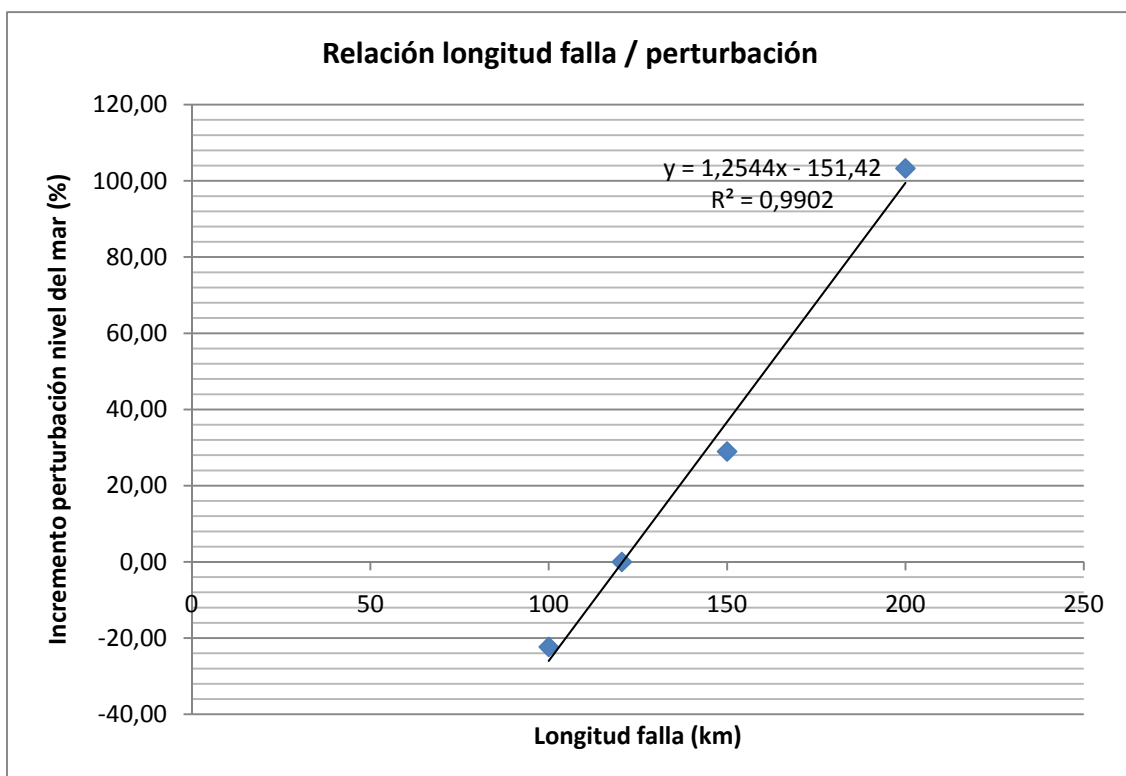


Figura 6.3-3 Relación longitud de falla y perturbación del nivel del mar

Para buscar la relación entre la longitud de la falla y la perturbación en el nivel del mar que provoca, se ha estudiado para diferentes momentos (600, 1000, 2000, 3000, 4000 y 5000 segundos desde el inicio del terremoto). Aquí se muestran sólo los valores para $t=600s$ pues los resultados son muy similares. Como se puede ver en el gráfico, la relación entre la longitud del plano de falla y la perturbación se ajusta muy bien a una recta, ($R^2=0,990$), y aunque para un mejor estudio se debería hacer una muestra más grande, se puede decir que la relación es lineal.

6.4 ANCHO DE PLANO DE FALLA

Los valores de las variables que se han dejado fijas en este apartado son los siguientes:

- Profundidad del epicentro: 7 km
- Latitud epicentro: 34.1°
- Longitud epicentro: -12.6°
- Acimut: 135°
- Longitud plano de falla: 120.5 km
- Dislocación: 15m
- Buzamiento: 49.5°
- Ángulo de desplazamiento: 116.5°

Parece lógico que contra mayor sea la longitud del plano de falla, más agua desplazada se tendrá y mayor será el tsunami. Esto puede observarse en las figuras 6.4-1 y 6.4-2.

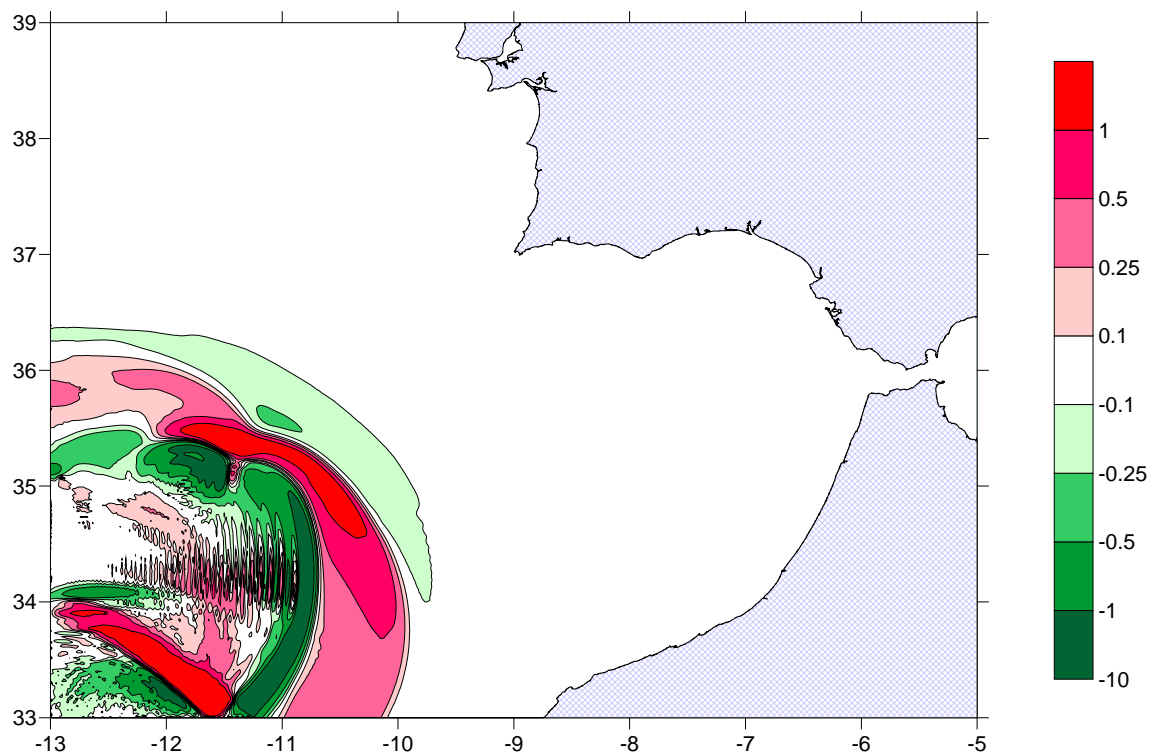


Figura 6.4-1 Instantánea a 10' y ancho de falla de 50km

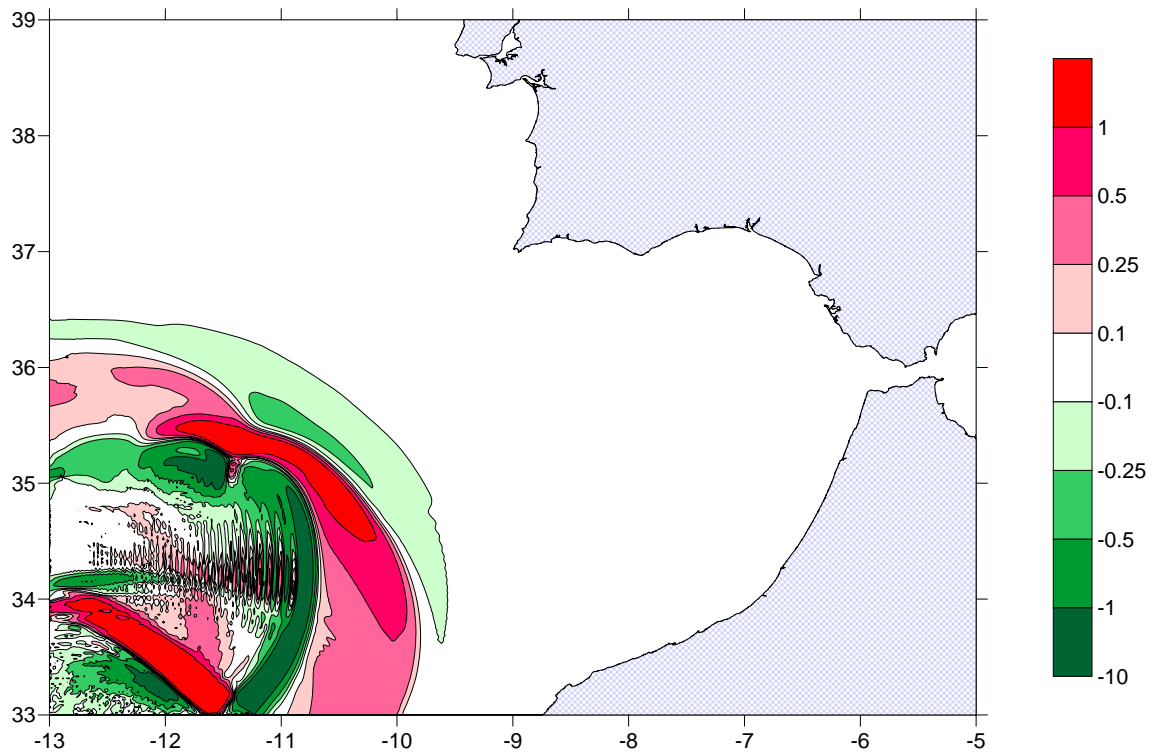


Figura 6.4-2 Instantánea a 10' y ancho de falla de 75km

A simple vista, mirando las gráficas, se puede apreciar un aumento significativo de la perturbación de la superficie libre. En la tabla 6.4-1 y la figura 6.4-3 se cuantifica dicho aumento numéricamente.

Comparación en el minuto 10 en puntos donde la perturbación del nivel del mar es mayor de 1 metro	
Ancho de plano de falla (m)	Incremento (%)
10	-131,46
25	-84,69
50	0,00
75	71,65
100	142,74

Tabla 6.4-1 Comparación en el minuto 10 en puntos donde la perturbación del nivel del mar es mayor a 1 metro

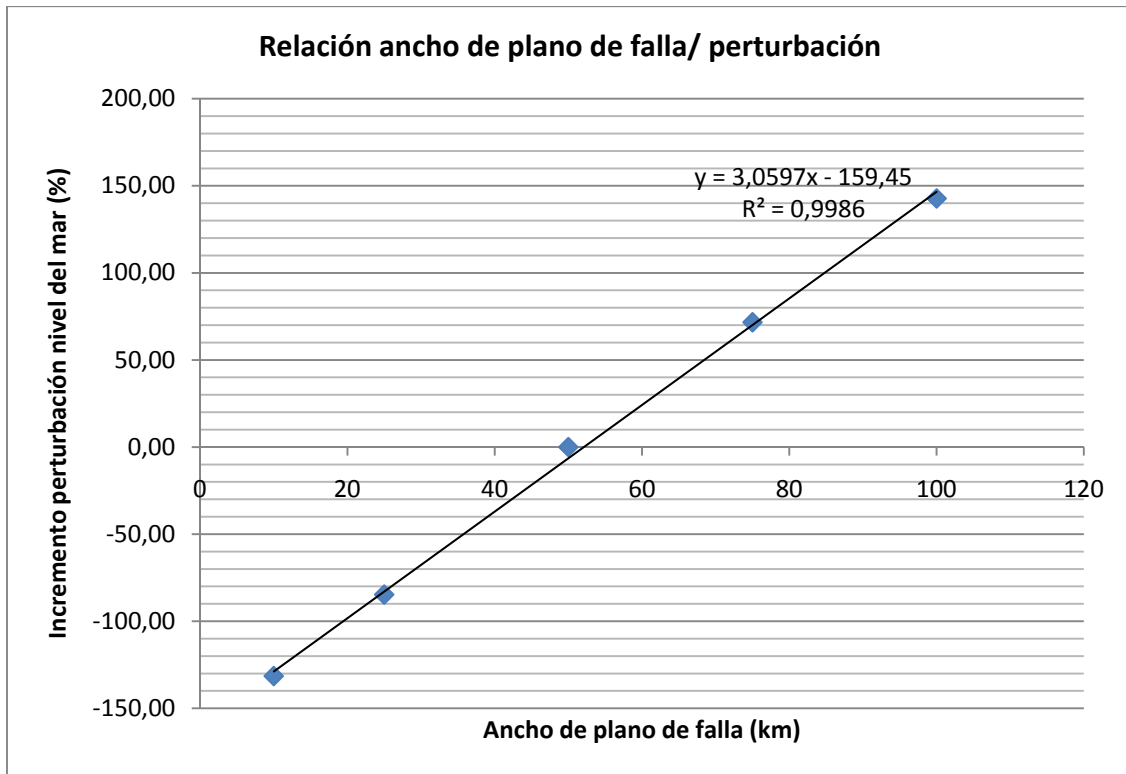


Figura 6.4-3 Relación ancho del plano de falla y perturbación del nivel del mar

Igual que con la longitud del plano de falla, se repite un comportamiento lineal. La recta tiene una correlación $R^2=0.998$. También se comprueba que el tsunami es más sensible al ancho del plano de falla que a su longitud, ya que el incremento en la perturbación de la superficie libre depende linealmente del ancho por un factor de 0.003 en vez de 0.001 como se ha visto anteriormente.

6.5 DISLOCACIÓN

Los valores de las variables que se han dejado fijas en este apartado son los siguientes:

- Profundidad del epicentro: 7 km
- Longitud plano de falla: 120.5 km
- Ancho plano de falla: 50 km
- Dirección del acimut: 135°
- Buzamiento: 49.5°
- Ángulo de desplazamiento: 116.5°
- Latitud epicentro: 34.1°
- Longitud epicentro: -12.6°

La dislocación es otro parámetro que sólo afecta a la perturbación y no a la forma, como puede verse en la tabla 6.5-1 y la figura 6.5-1, a mayor dislocación mayor es el tsunami generado.

Comparación en el minuto 10 en puntos donde la perturbación del nivel del mar es mayor de 1 metro	
Dislocación (m)	Incremento (%)
7.5	-139.15
10	-102.35
12.5	-54.16
15	0.00
20	117.79

Tabla 6.5-1 Comparación en el minuto 10 en puntos donde la perturbación del nivel del mar es mayor de 1 metro

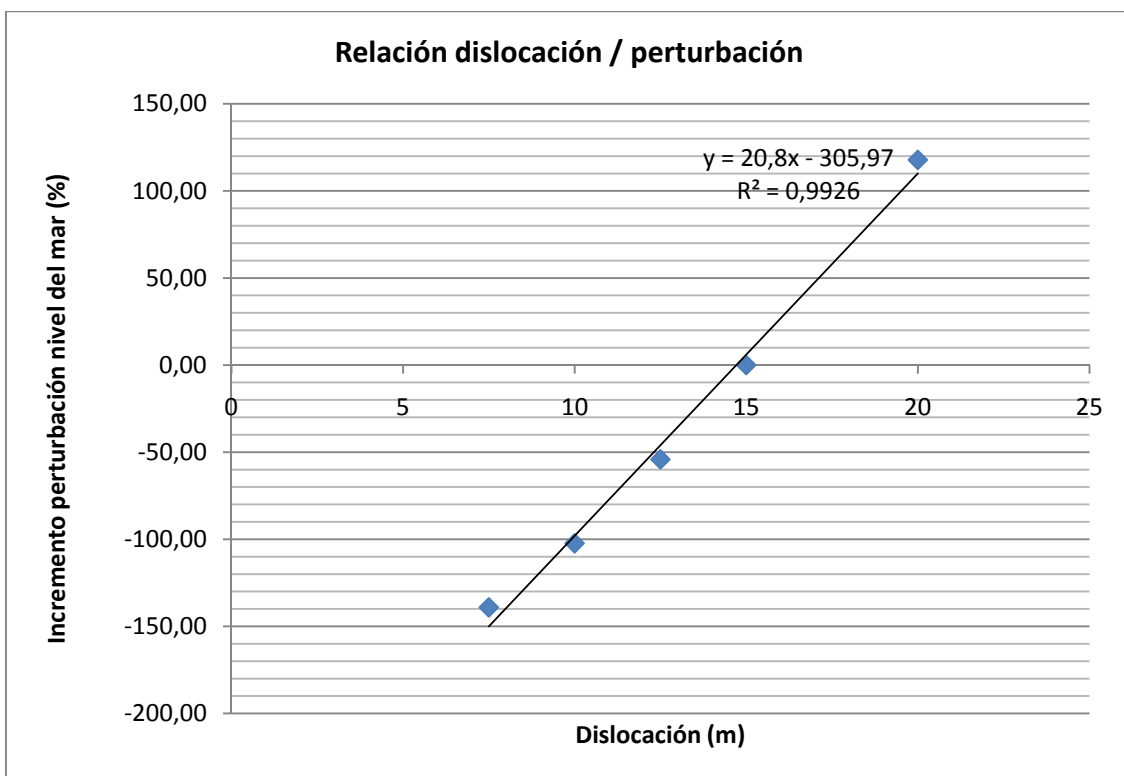


Figura 6.5-1 Relación dislocación y perturbación del nivel del mar

Una vez más, se encuentran comportamientos lineales para valores de dislocación que no están cercanos a 0. La dislocación en una falla rara vez supera los 20 metros. Para valores menores a 7m se empieza a perder la linealidad y a tender a una asíntota horizontal.

6.6 BUZAMIENTO DEL PLANO DE FALLA

Los valores de las variables que se han dejado fijas en este apartado son los siguientes:

- Profundidad del epicentro: 7 km

- Longitud plano de falla: 120.5 km
- Ancho plano de falla: 50 km
- Dirección del acimut: 135°
- Dislocación: 15 m
- Ángulo de desplazamiento: 116.5°
- Latitud epicentro: 34.1°
- Longitud epicentro: -12.6°

Puesto que este parámetro no determina la forma del tsunami, sino que sólo cuantifica su perturbación y además su dominio está acotado (entre 0 y 90 grados), se dan valores de buzamiento de todo el dominio (incluso cercanos a 0).

Comparación en el minuto 10 en puntos donde la perturbación del nivel del mar es mayor de 1 metro	
Buzamiento	Incremento (%)
4	-105.06
8	-91.53
12	-77.22
15	-64.17
30	-12.94
45	0.94
49.5	0
75	0

Tabla 6.6-1 Comparación en el minuto 10 en puntos donde la perturbación del nivel del mar es mayor de 1 metro

En la tabla 6.6-1 y la figura 6.6-1, se aprecia un comportamiento extraño, ya que para valores a partir de 45 grados, el incremento en la perturbación es constante. Hacia el otro extremo del dominio, para valores cercanos a 0, el incremento tiende a menos infinito aunque para valores entre 30° y 5° el incremento parece lineal.

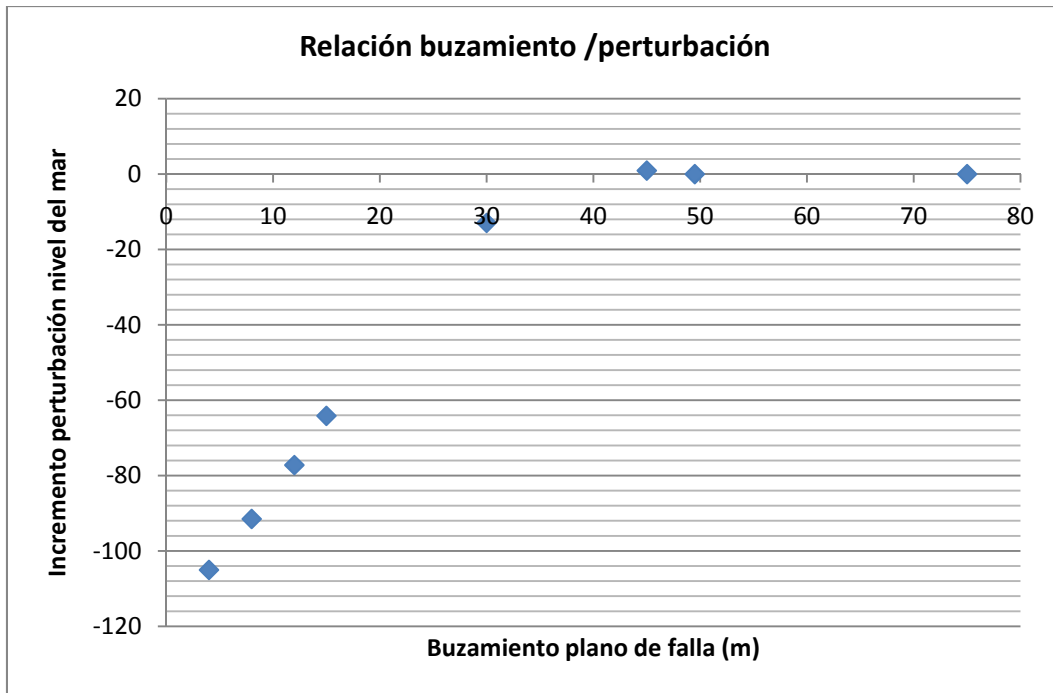


Figura 6.6-1 Relación buzamiento y perturbación del nivel del mar

6.7 ÁNGULO DE DESPLAZAMIENTO

Los valores de las variables que se han dejado fijos en este apartado son los siguientes:

- Profundidad del epicentro: 7 km
- Longitud plano de falla: 120.5 km
- Ancho plano de falla: 50 km
- Dirección del acimut: 135°
- Dislocación: 15 m
- Buzamiento: 49.5°
- Latitud epicentro: 34.1°
- Longitud epicentro: -12.6°

Comparación en el minuto 10 en puntos donde la perturbación del nivel del mar es mayor de 1 metro

Ángulo de desplazamiento	Incremento (%)
10	-199.6
30	-131.2
60	-33.5
90	0
120	-54.4
150	-163.2
170	-199.7

Tabla 6.7-1 Comparación en el minuto 10 en puntos donde la perturbación del nivel del mar es mayor de 1 metro

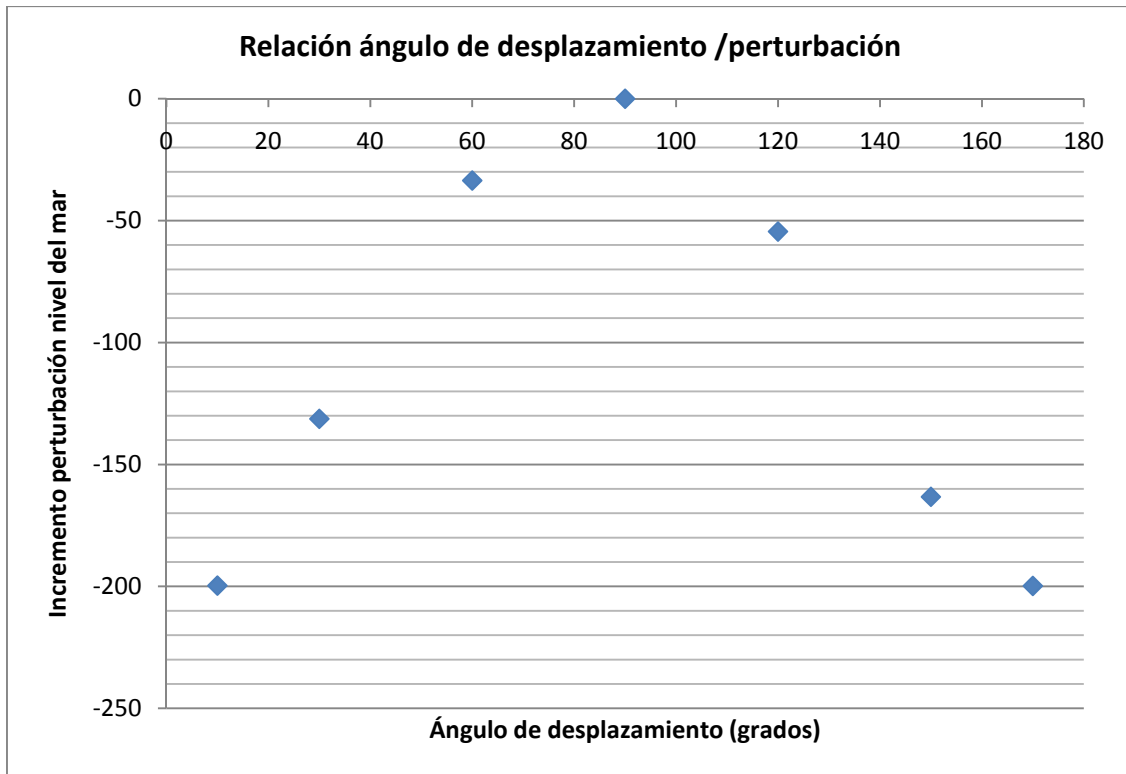


Figura 6.7-1 Relación ángulo de desplazamiento y perturbación del nivel del mar

Como era de suponer, el gráfico (figura 6.7-1) marca un máximo para un ángulo de 90 grados. Esto se debe a que, para dicho ángulo, los dos bloques de falla se mueven perpendicularmente entre ellos, lo que provoca un máximo desplazamiento vertical del terreno.

También se puede ver que, para ángulos cercanos a 0 y 180, la gráfica tiende a sendas asíntotas horizontales como viene pasando con todos los parámetros. Esto pasa porque a 0 y 180 grados los bloques se deslizan horizontalmente, lo que hace que no haya desplazamiento vertical del terreno.

Para valores suficientemente alejados de 0° y 180° los puntos de cada una de las vertientes se ajustan a rectas de fórmulas: $y=2.395x-205.8$ ($R^2 = 0.948$), $y=-2.301x + 213.6$ ($R^2 = 0.973$); que son bastante simétricas entre ellas.

7. AFECTACIÓN DEL TSUNAMI DE LISBOA A LA COSTA ESPAÑOLA

El gran terremoto de Lisboa de 1755 es el terremoto superficial de mayor intensidad de los que están documentados en Europa. Se estima que su magnitud fue de 8.5 a 9. El terremoto causó hasta 100.000 muertes, producidas por el movimiento del terreno, el tsunami generado e incendios que surgieron. El tsunami asociado a dicho terremoto dañó severamente las costas suroeste de Portugal y España, donde se describen olas de 5 a 15 metros. El tsunami provocado fue observado en todo el Atlántico norte, desde Cornwall (UK) hasta el norte de Marruecos. La costa más afectada fue la de Portugal, aunque este documento se centrará en el estudio de la costa española.

La evaluación de las alturas de ola observadas y tiempos de viaje a lo largo de la costa ibérica, Marruecos, las islas de Madeira y Reino Unido fue realizado por Baptista et al. (1998) a través de detallados estudios de reportajes coetáneos de portugueses, españoles e ingleses.

La tabla 7-1 muestra los datos observados en el golfo de Cádiz, que serán comparados más adelante con los simulados.

Golfo de Cádiz			
Localización	Coordenadas	Altura de ola (m)	Tiempo de viaje (min) y error estimado
Cádiz	6.30°W,36.05°N	15	78 (error estimado 15min)
Huelva	6.93°W,37.25°N	-	45 (error estimado 15min)
Ceuta	5.32°W,35.88°N	2	
Gibraltar	5.35°W,36.15°N	2	

Tabla 7-1 Tiempos de viaje

La región del suroeste de la península Ibérica y el golfo de Cádiz muestra una importante actividad sísmica y una tectónica complicada. En dicha área se encuentra el límite entre las placas africana y euroasiática, que viene de las islas Azores hacia el estrecho de Gibraltar. El movimiento relativo del contorno es divergente en las Azores (las placas se separan), transformante en la sección central (las dos placas se rozan entre ellas) y convergente desde Tore-Madeira hasta el estrecho de Gibraltar (las placas chocan, se acerca una a la otra). La tectónica en esta región es muy complicada debido a una batimetría compleja y la

presencia de varias fallas activas. La generación de terremotos profundos e intermedios (entre 30 y 80 km de profundidad) sugieren una transición complicada del dominio oceánico al continental, por lo que la teoría clásica de placas tectónicas rígidas no permite el cálculo de este régimen geodinámico.

Aunque se tienen numerosos documentos de la época, aún no está claro cual fue la fuente del terremoto, por lo que se hará un estudio con el modelo Comcot probando diferentes fuentes, y se compararán las alturas de ola y tiempos de viaje obtenidos con el modelo con las de los informes de la época. De esta manera, se obtendrá la fuente que mejor se adapta a los datos obtenidos en la costa española, principalmente en la bahía de Cádiz.

Se han llevado a cabo numerosos estudios para localizar estructuras tectónicas activas situadas en el suroeste de la península, que sean lo suficientemente grandes para generar un terremoto de una magnitud cercana a 8.7 (Richter, 1958; Johnston 1996). Leyendo y haciendo un análisis de estos estudios, se ha llegado a la conclusión que dos son las opciones más factibles y que más concuerdan con los efectos observados en 1755.

- **Opción a:** La primera opción es una falla de poca profundidad que buza hacia el este, entre las placas africana y euroasiática (zona de subducción bajo Gibraltar), y que es lo suficientemente grande por sí sola como para producir un terremoto de tal magnitud como el de 1755.
- **Opción b:** La segunda opción es una ruptura simultánea de dos fallas que no son lo suficientemente grandes para que cada una de ellas pueda producir un terremoto de tal magnitud. Dichas fallas son la del Marquês de Pombal y la Guadalquivir Bank.

7.1 OPCIÓN A

7.1.1 FUENTE DE GENERACIÓN

Se trata de una falla de poca profundidad que buza hacia el este, entre las placas africana y euroasiática asociada a la zona de subducción activa bajo Gibraltar. M. A. Gutscher, M.A. Baptista y J.M. Miranda (2006) hacen un estudio del caso mediante un análisis sísmico y un modelado del tsunami, como se comentará más adelante.

Para empezar, se definirá la fuente de estudio. Los datos de la falla son:

- Coordenadas del epicentro: 8.14°W, 35.4°N
- Profundidad: 7 km
- Acimut: 348.1°
- Longitud del plano de falla: 210 km
- Anchura del plano de falla: 180 km
- Dislocación: 10m
- Buzamiento del plano de falla: 49.5°
- Ángulo de desplazamiento: 100°

En la figura 7.1-1 se aprecia la localización de la falla y el área asociada a ésta (210km x 180km).

La dislocación se ha dicho que era de 10m. Asumiendo que el ratio de convergencia entre las placas Africana y Euroasiática es de 1cm/año, se tardaría unos mil años en que las placas se distancien 10m, lo suficiente para que, en caso de terremoto, ocurriera un evento de esta magnitud.

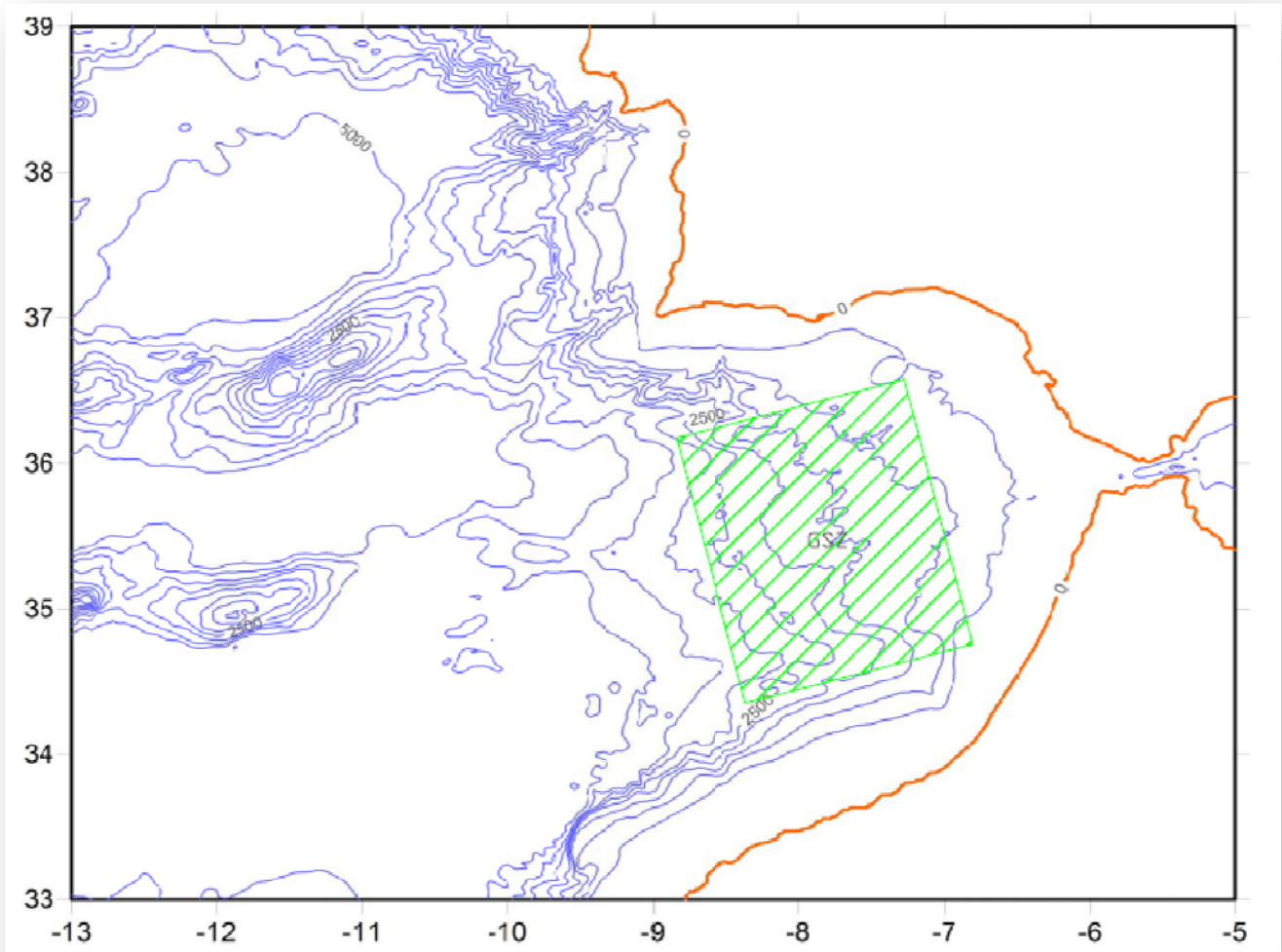


Figura 7.1-1 Localización y área asociada de la Zona de Subducción de Gibraltar

Numerosos estudios muestran que la magnitud del terremoto de Lisboa de 1755 es de alrededor $M_w = 8.5$. A continuación, se calcula la magnitud del hipotético terremoto provocado por esta falla.

Como se ha explicado en capítulos anteriores primero se calcula el momento sísmico:

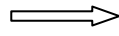
$$M_o = \mu \cdot L \cdot W \cdot \Delta u$$

$$\mu = 3 \cdot 10^{10} Pa$$

$$L = 210 km$$

$$W = 180 km$$

$$\Delta u = 10m$$



$$M_o = 1.13 \cdot 10^{22} Nm$$

Y con ello, se calcula la magnitud:

$$M_w = \frac{2}{3} \log(M_o) - 6.03 = 8.67$$

Por lo que da una magnitud de 8.67 que está razonablemente dentro del rango comentado anteriormente.

7.1.2 PROPAGACIÓN DEL TSUNAMI: MALLA 01

A continuación se muestran instantáneas a 0, 10, 20, 30, 40, 60, 80, 100 y 120 minutos de la generación del terremoto (figuras 7.1-2 y 7.1-3). La instantánea en tiempo 0 representa el tsunami instantes después del terremoto.

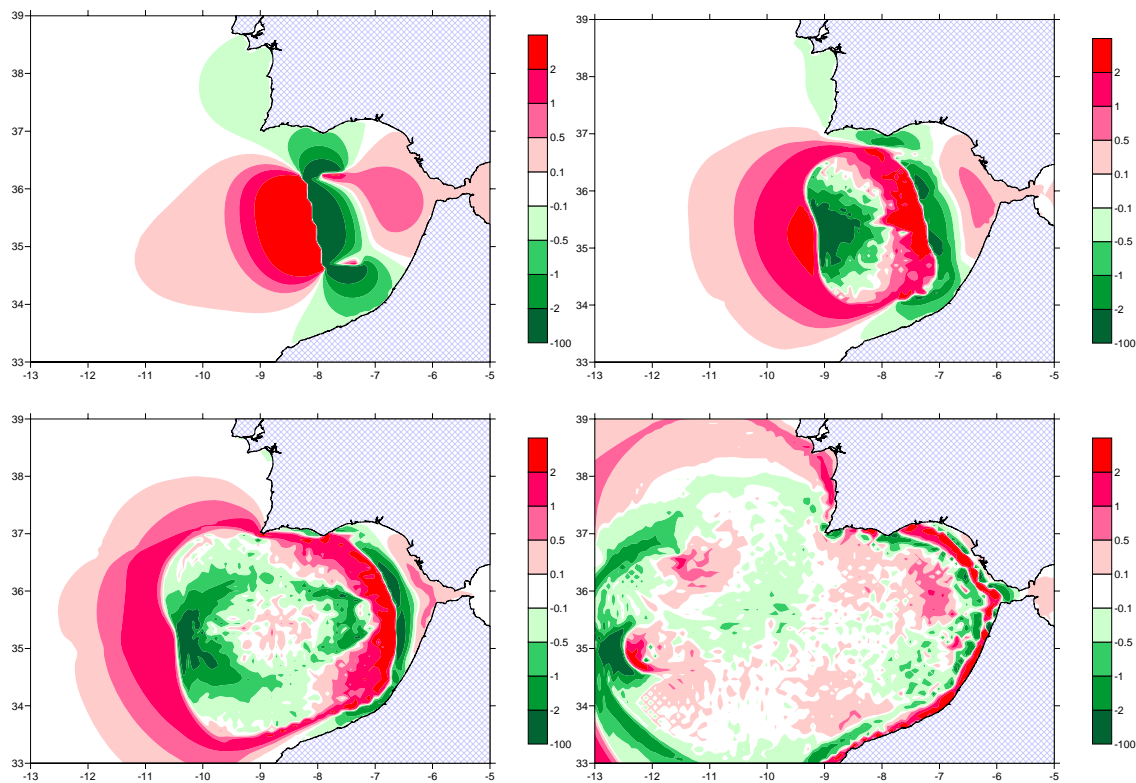


Figura 7.1-2 Tsunami de Lisboa a los 0', 10', 20' y 30' respectivamente. Malla 01.

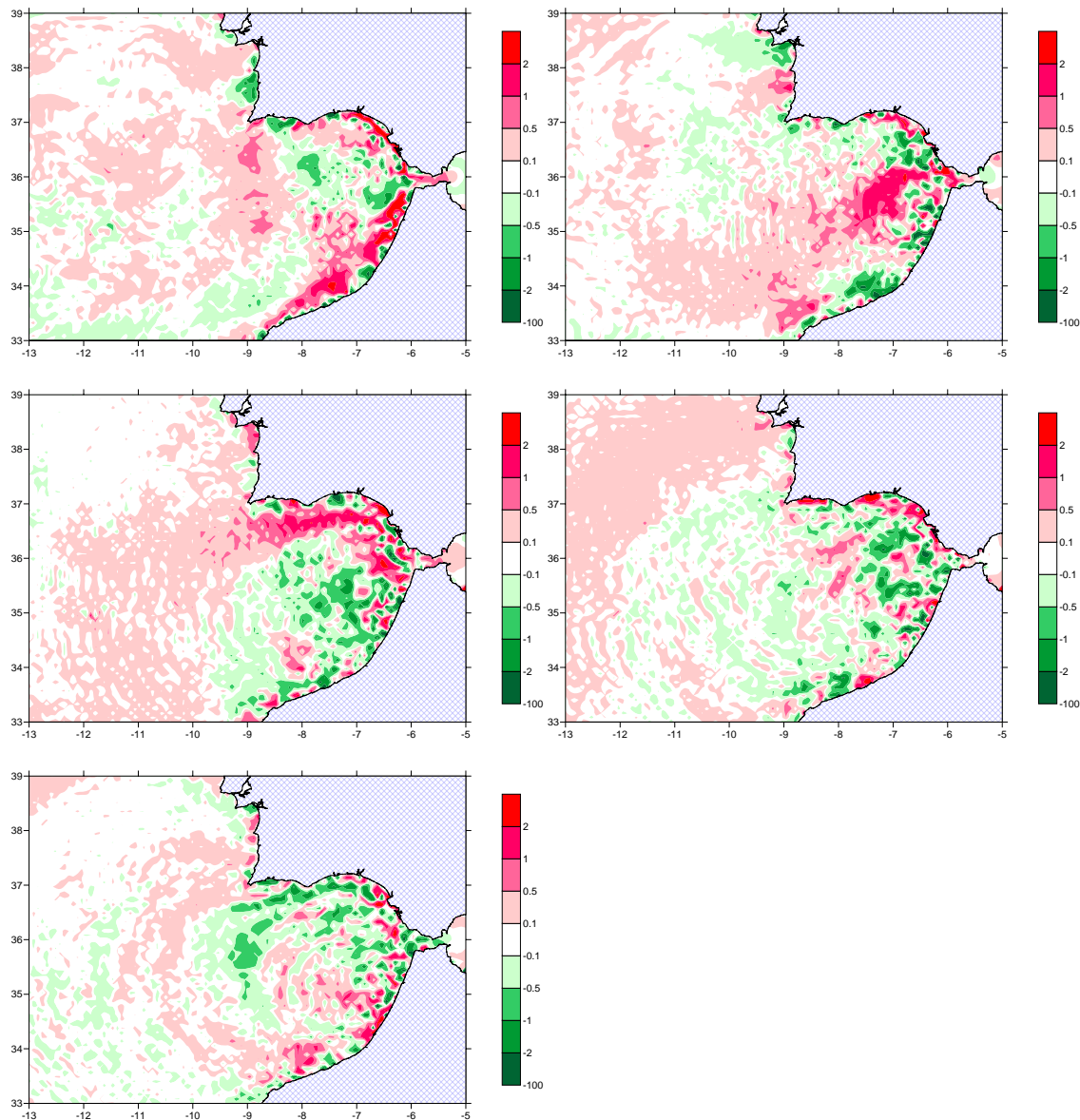


Figura 7.1-3 Tsunami de Lisboa a los 40', 60', 80', 100' y 120' respectivamente. Malla 01.

De ver las instantáneas se pueden sacar varias conclusiones. A los pocos minutos de producirse el terremoto, ya se deja notar en la costa española, en la zona de la costa de Cádiz como perturbaciones positivas y en Huelva como negativas, todas de ellas de magnitud moderada. Asimismo, en la costa africana y portuguesa (a la altura de Lisboa) también se produce retirada del mar (perturbación negativa de la superficie del mar). En la práctica esto es imperceptible.

Entre 40 y 60 minutos después del inicio, llega a las costas el tren de olas más grande, se produce una gran retirada del mar en el estrecho de Gibraltar y sus costas adyacentes, y un tren de olas de hasta más de 2m impacta contra las costas africana (altura de Casablanca) y Portugal (cabo de San Vicente). A los 10 minutos de producirse la retirada del mar en las susodichas costas, llega el tren de olas de entre 1 y 2m, que antes había afectado a África y Portugal.

Durante la segunda hora del suceso, llegan a costa un segundo y tercer tren de olas, de menor intensidad pero no despreciable. Poco después de 2h se puede dar por terminada la fase principal del evento.

Si se comparan los tiempos de llegada a Cádiz y Huelva del tsunami sintético con los datos que se obtuvieron de la época, se puede hacer la siguiente tabla (tabla 7.1-1).

Comparación de tiempos de viaje			
Localización	Coordenadas	Tiempo de viaje (tsunami sintético)	Tiempo de viaje (informes de la época)
Cádiz	6.30°W,36.05°N	~60'	78' (error estimado 15min)
Huelva	6.93°W,37.25°N	~40'	45' (error estimado 15min)

Tabla 7.1-1 Comparación tiempos de viaje de datos de la época con datos del tsunami sintético.

El tiempo de viaje es muy semejante para la llegada a Huelva, dista un poco para Cádiz aunque entra dentro del error estimado. De todas maneras, en el tsunami sintético parece que el tiempo entre la llegada de olas de una a otra ciudad es algo menor que en lo basado en los informes de la época. En el siguiente apartado se comparará la altura de ola.

A continuación las figuras 7.1-4 y 7.1-5 muestran las perturbaciones máximas y mínimas del nivel del mar en cada uno de sus puntos.

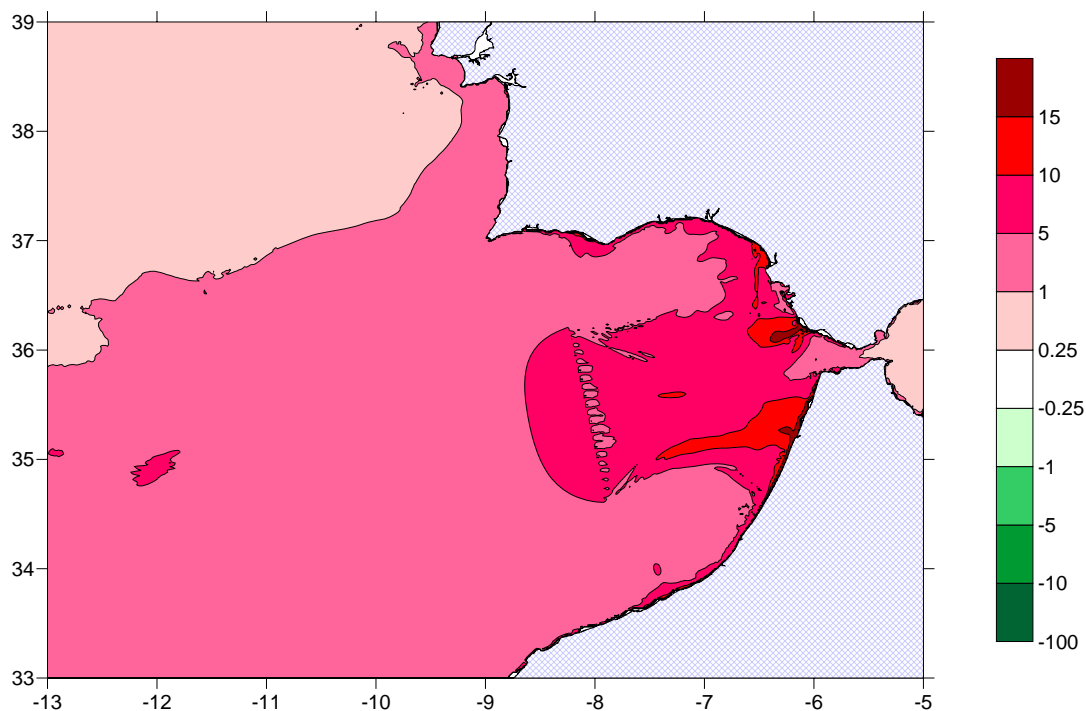


Figura 7.1-4 Perturbación máxima del nivel del mar en el tsunami de Lisboa. Malla 01.

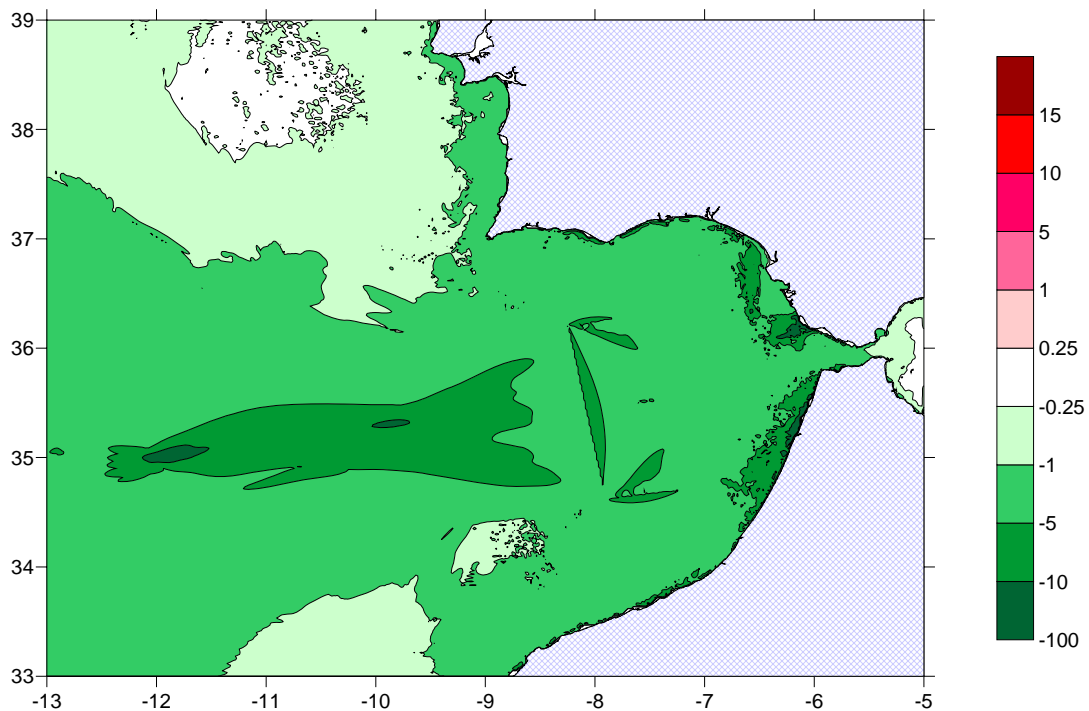


Figura 7.1-5 Perturbación mínima del nivel del mar en el tsunami de Lisboa. Malla 01.

Se puede ver en las figuras anteriores (figuras 7.1-4 y 7.1-5) que, puntualmente, enfrente de la costa española se ven perturbaciones positivas de más de 15m, y en buena parte de la región se han alcanzado alturas de más de 5m y 10m. Igualmente pasa con las negativas, con depresiones de más de 5m y 10m. Esto da una idea de la cantidad de energía implicada en el proceso y lo destructivo que pudo llegar a ser este evento. Las alturas de ola máximas parecen coherentes en la costa española aunque sobreestimadas en la africana, lo que se estudiará más en detalles en el siguiente apartado.

7.1.3 INUNDACIÓN: MALLA 02

A continuación se muestran instantáneas a 40, 50, 60, 80, 100, 120 minutos de la generación del terremoto, en la malla 02 (figura 7.1-6).

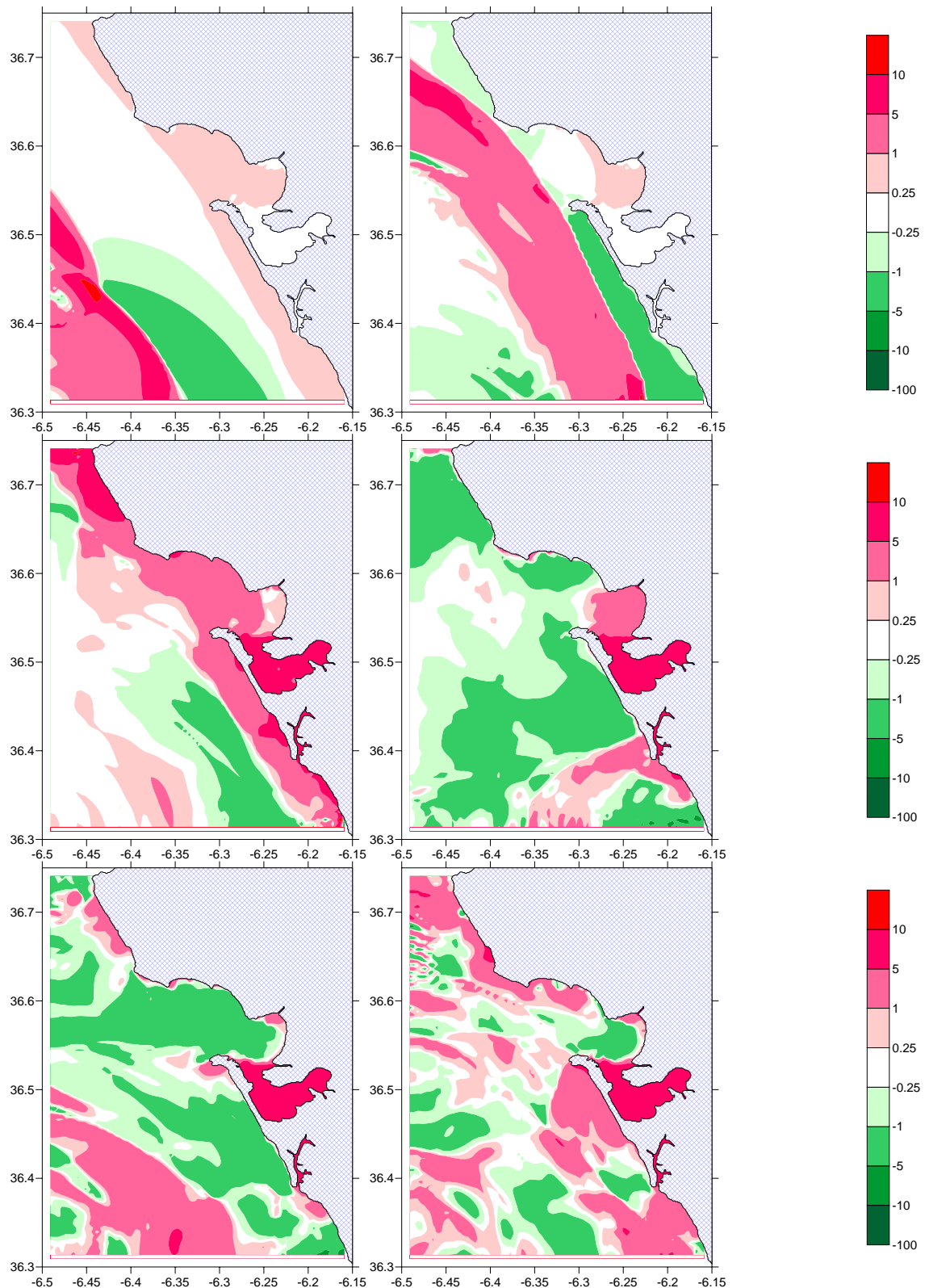


Figura 7.1-6 Tsunami de Lisboa a los 40', 50', 60', 80', 100' y 120' respectivamente. Malla 02.

Con estos mapas se puede ver la zona de Cádiz en detalle y aclarar algunas ideas. La primera instantánea (40'), muestra la primera retirada del mar en la costa de Cádiz. Después de ello, en

el minuto 60 llega el primer tren de olas. En la segunda hora se suceden las retiradas del mar con grandes olas, pero de tamaño cada vez menor. Las mayores alturas de ola se dan en el primer tren. En las figuras 7.1-7 y 7.1-8 se puede ver la perturbación máxima y mínima en todos los puntos de la malla, por lo que se apreciará mejor cuan destructivo fue el evento de Lisboa.

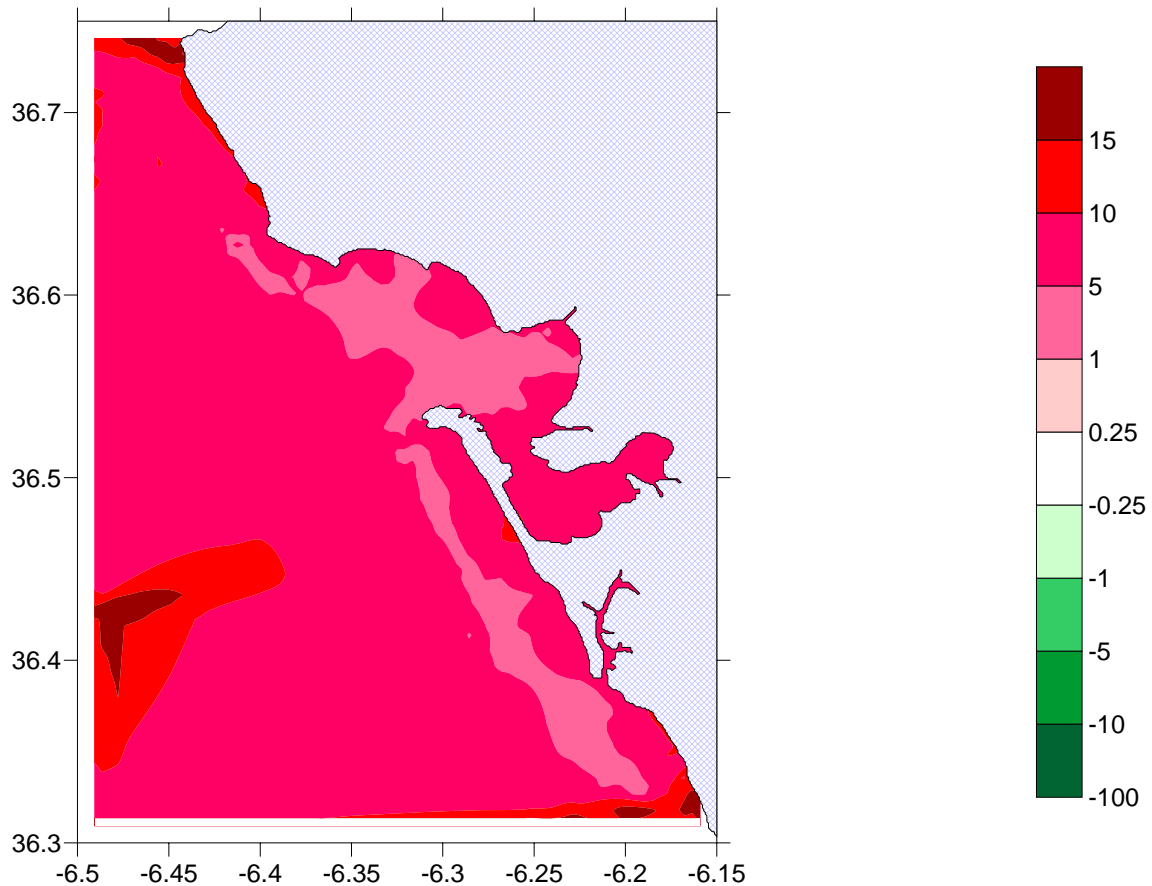


Figura 7.1-7 Perturbación máxima del nivel del mar en el tsunami de Lisboa. Malla 02.

Se pueden extraer algunas conclusiones de esta figura. En este primer mapa, que muestra las perturbaciones positivas, se puede asumir que el modelo no trabaja bien para regiones muy cercanas a los contornos. Se ve una altura de ola máxima de 17m, pero que decae al acercarse a la costa cosa que no sucede en la realidad sino más bien al contrario, ya que aún podría levantarse más. Obsérvese que todos los comportamientos anómalos están cerca de los contornos abiertos, lo que indica algún problema con las condiciones de contorno.

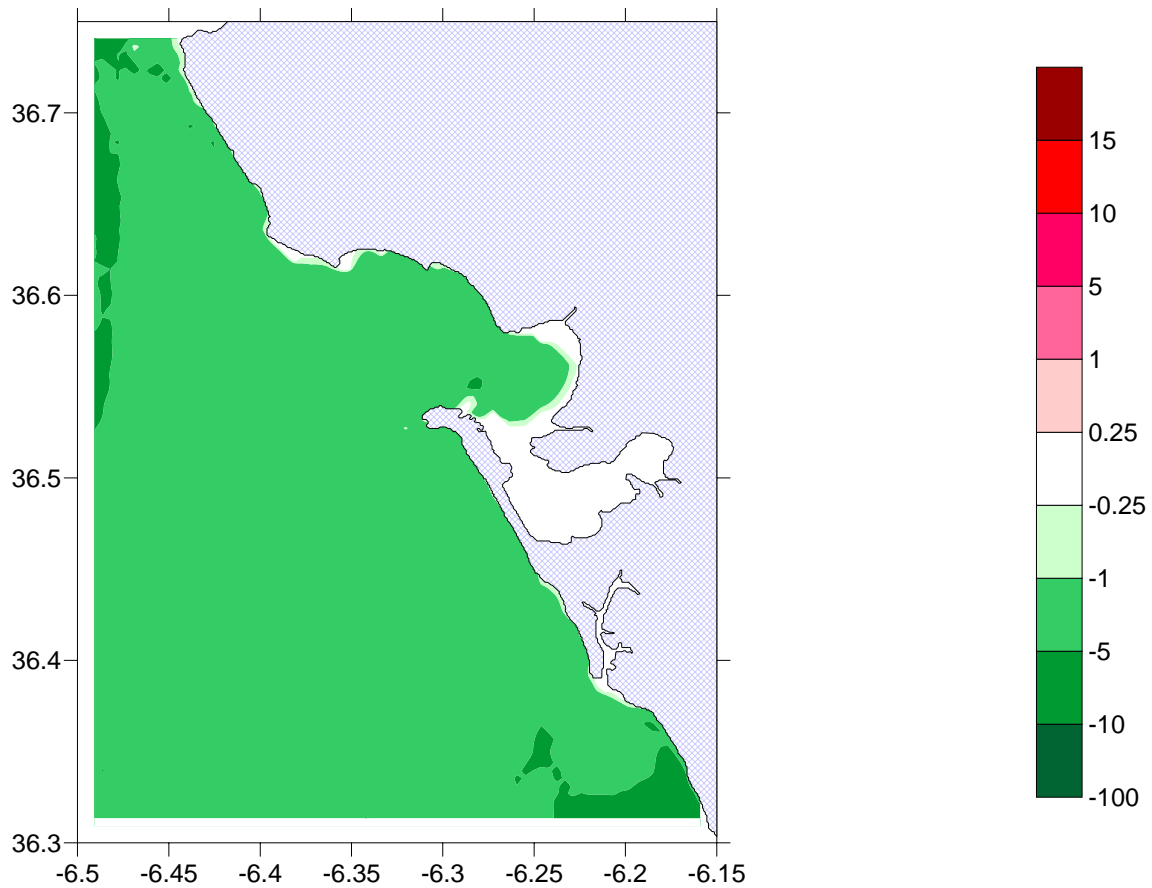


Figura 7.1-8 Perturbación mínima del nivel del mar en el tsunami de Lisboa. Malla 02.

El mapa de las retiradas puede ser más cercano a la realidad y se ven perturbaciones negativas de entre 1 y 5 m en la mayor parte de la malla, y en algún sitio de poco más de 5m. En la tabla 7.1-2 se comparan las alturas de ola del tsunami sintético con las de los informes obtenidos de la época:

Comparación de alturas de ola			
Localización	Coordenadas	Altura de ola (tsunami sintético)	Altura de Ola (informes de la época)
Cádiz	6.30°W,36.05°N	~17m	~15m
Huelva	6.93°W,37.25°N	~10m	—

Tabla 7.1-2 Comparación de alturas de ola de datos de la época con datos del tsunami sintético

Las alturas de ola del tsunami sintético y de los informes coinciden en Cádiz, mientras que en Huelva no se tienen datos pues entonces las costas de Huelva estaban prácticamente despobladas. Las olas de 17m rompieron las murallas portuarias de Cádiz e inundaron la

ciudad tres veces, por lo que uno se puede hacer la idea de la capacidad destructiva, y de la magnitud del evento del que se está hablando.

No mucho menor fue en Huelva, afectando a poca población entonces. Por el contrario, en la actualidad podría ser desastroso. Por el evento se creó una isla donde se fundó el municipio de Isla Cristina.

Para comparar con el tsunami de 1969, en la figura 7.1-9 se muestra la perturbación de la superficie libre del agua en aquel punto (6.73°W, 36.47°N).

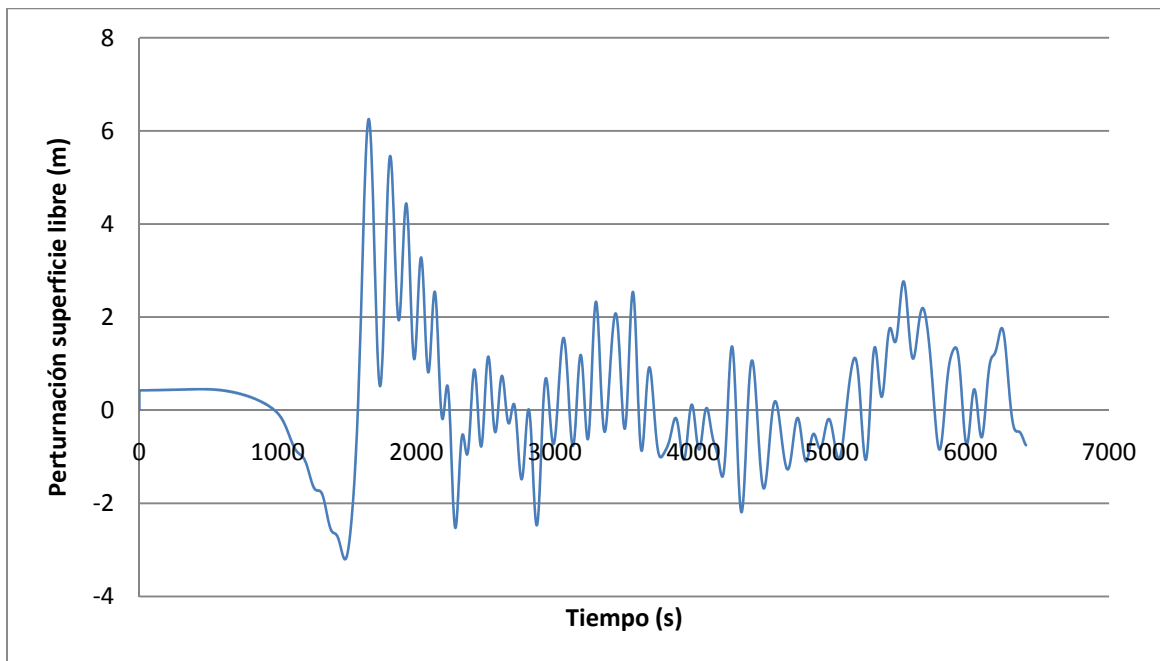


Figura 7.1-9 Perturbación de la superficie libre del mar en el punto 6.73°W, 36.47°N. Caso A.

Se observan olas de más de 6m a los 30 minutos, que se da el máximo. Se recuerda que en aquel caso el máximo era de poco más de 20cm. En el gráfico se pueden ver inicialmente cinco olas grandes, y después se van amortiguando.

En el siguiente apartado se muestran los resultados utilizando la segunda opción de generación.

7.2 OPCIÓN B

La segunda opción es una ruptura simultánea de dos fallas que no son lo suficientemente grandes como para que cada una de ellas pueda producir un terremoto de tal magnitud. Dichas fallas son la del Marquês de Pombal y la Guadalquivir Bank. Para empezar, se definirá la fuente de estudio.

7.2.1 FUENTE DE GENERACIÓN

Los datos de las fallas son:

Marquês de Pombal

- Coordenadas del epicentro: 10.1°W, 36.9°N
- Profundidad: 5 km
- Acimut: 21.7°
- Longitud del plano de falla: 105 km
- Anchura del plano de falla: 55 km
- Dislocación: 20m
- Buzamiento del plano de falla: 49.5°
- Ángulo de desplazamiento: 100°

Guadalquivir Bank

- Coordenadas del epicentro: 8.7°W, 36.0°N
- Profundidad: 5 km
- Acimut: 250.0°
- Longitud del plano de falla: 96 km
- Anchura del plano de falla: 55 km
- Dislocación: 20m
- Buzamiento del plano de falla: 49.5°
- Ángulo de desplazamiento: 100°

En la figura 7.2-1 se aprecia la localización de la falla y el área asociada a ésta.

Otra vez se calculará la magnitud del sismo:

$$M_0 = \mu \cdot L \cdot W \cdot \Delta u$$

$\mu = 3 \cdot 10^{10} Pa$ $L_1 = 105 km$ $W_1 = 55 km$ $\Delta u_1 = 20m$	\Rightarrow	$M_{01} = 0.347 \cdot 10^{22} Nm$
---	---------------	-----------------------------------

$\mu = 3 \cdot 10^{10} Pa$ $L_2 = 96 km$ $W_2 = 55 km$ $\Delta u_2 = 20m$	\Rightarrow	$M_{02} = 0.317 \cdot 10^{22} Nm$
--	---------------	-----------------------------------

Y con ello, se calcula la magnitud:

$$M_w = \frac{2}{3} \log(M_{o_1} + M_{o_2}) - 6.03 = 8.51$$

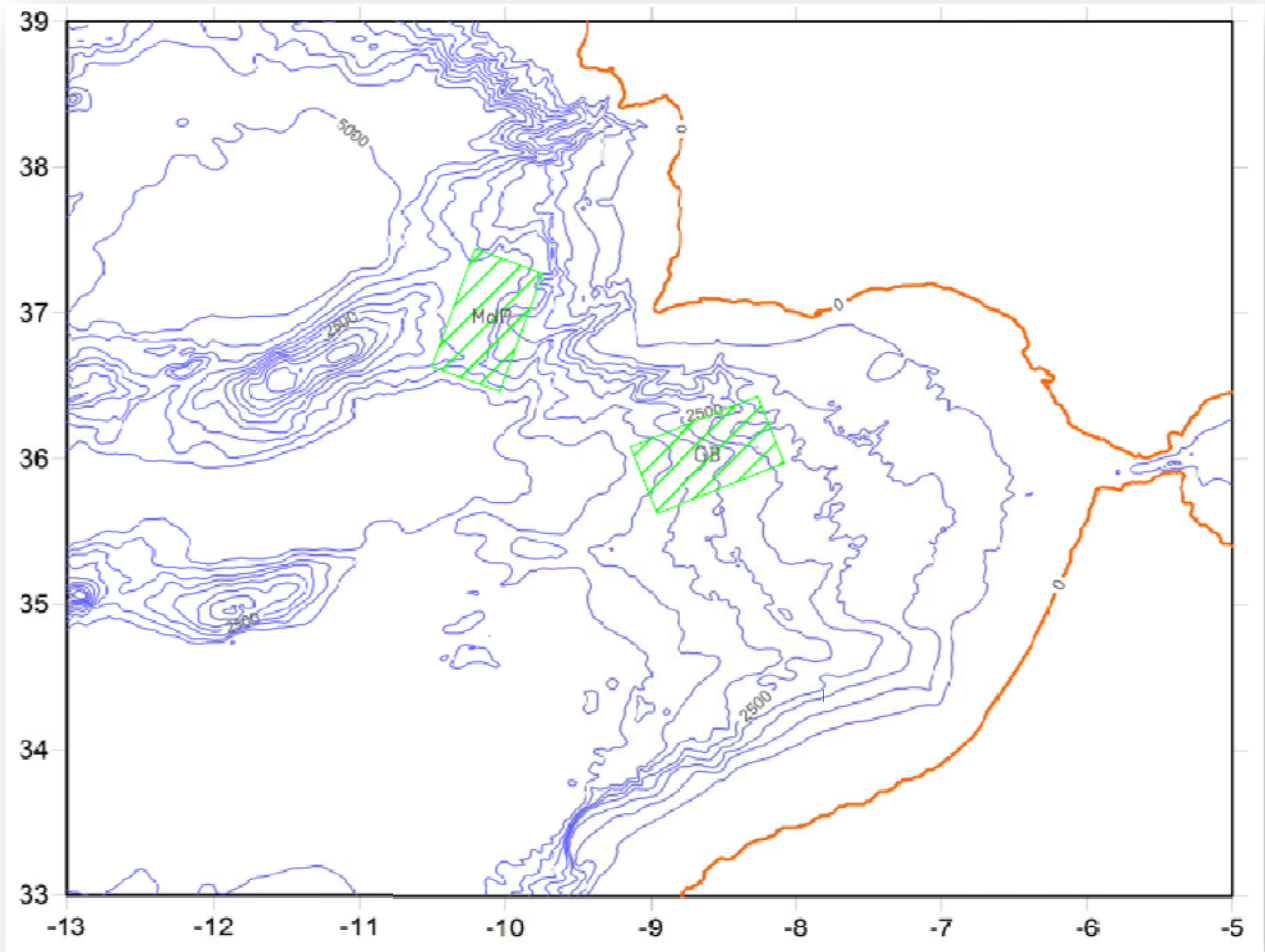


Figura 7.2-1 Localización y área asociada de las fallas del Marquês de Pombal y de Guadilquivir Bank.

Por lo que se obtiene una magnitud de 8.51, que está razonablemente cerca del 8.5 comentado anteriormente.

7.2.2 PROPAGACIÓN

A continuación se muestran instantáneas a 0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 80 y 120 minutos de la generación del terremoto (figuras 7.2-2 y 7.2-3). La instantánea en tiempo 0 representa el tsunami instantes después del terremoto.

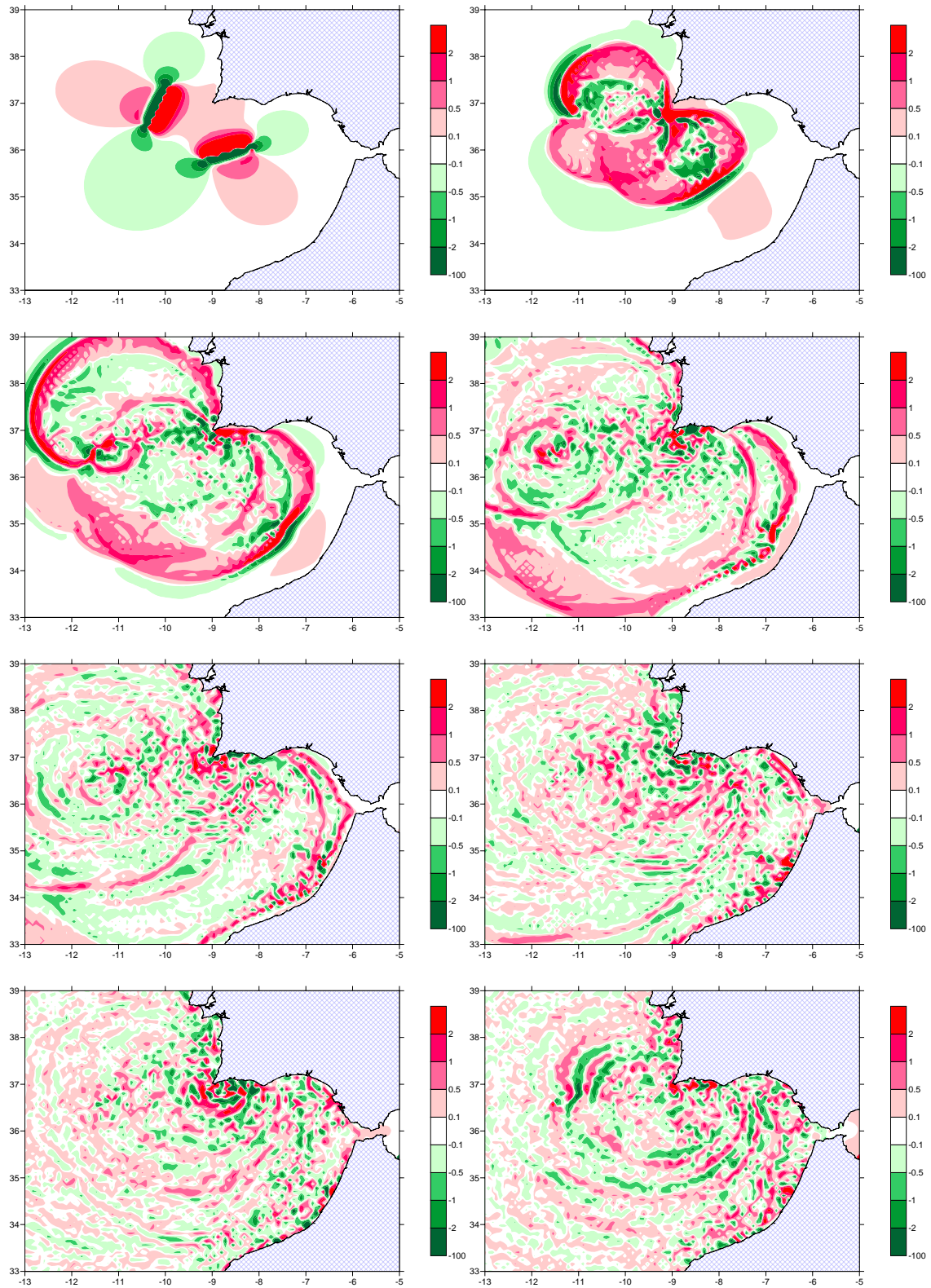


Figura 7.2-2 Tsunami de Lisboa a los 0', 10', 20', 30', 40', 50', 60', 80' respectivamente. Malla 01.

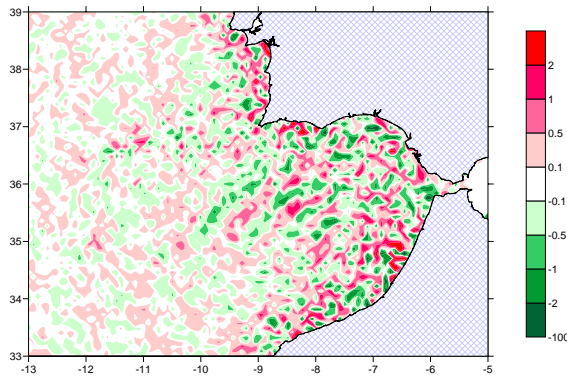


Figura 7.2-3 Tsunami de Lisboa a los y 120' respectivamente. Malla 01.

En la primera instantánea se ve claramente la perturbación del nivel mar por encima de cada una de las fallas que generan el terremoto. En las siguientes ya se puede intuir que sucederá cuando el maremoto llegue a la costa: en las costas adyacentes al cabo de San Vicente (incluyendo toda la española) primero aparecerá un tren de olas, (perturbación positiva) y en cierta franja de la costa africana, antes de ver el tren, de olas se visualizará una retirada del mar.

Se puede apreciar que después de 40 minutos la ola llega a Huelva, y tarda entre 50 y 60 minutos para llegar a Cádiz. En intervalos de unos 10-20 minutos van llegando los posteriores trenes de olas hasta que, a las 2h del suceso, queda la superficie libre del mar turbulenta y empieza a calmarse progresivamente.

En la tabla 7.2-1 se puede observar la comparación de los tiempos de viaje de cada uno de los tsunamis (sintético y real).

Comparación de tiempos de viaje			
Localización	Coordenadas	Tiempo de viaje (tsunami sintético)	Tiempo de viaje (informes de la época)
Cádiz	6.30°W,36.05°N	~60'	78' (error estimado 15min)
Huelva	6.93°W,37.25°N	~40'	45' (error estimado 15min)

Tabla 7.2-1 Comparación de tiempos de viaje de datos de la época con datos del tsunami sintético.

Casualmente los tiempos de viaje de esta opción B son muy semejantes a la opción A, por lo que las conclusiones son las mismas: el tiempo de viaje es muy semejante para la llegada a Huelva, y dista un poco para Cádiz, aunque entra dentro del error estimado. De todas maneras en el tsunami sintético parece que el tiempo entre la llegada de olas de una a otra ciudad es

algo menor que en lo basado en los informes de la época. En el siguiente apartado se comparará la altura de ola.

En las figuras 7.2-4 y 7.2-5 se pueden ver las perturbaciones máximas y mínimas del nivel del mar en cada uno de sus puntos.

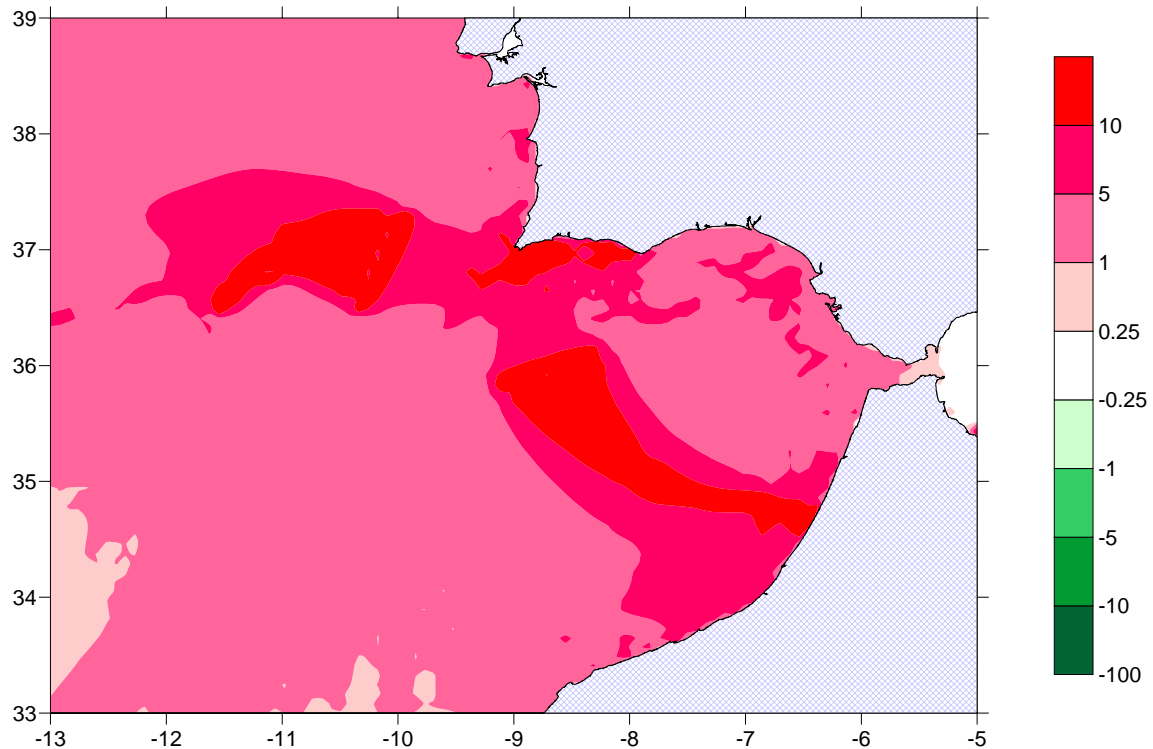


Figura 7.2-4 Perturbación máxima del nivel del mar en el tsunami de Lisboa. Malla 01.

En la figura 7.2-4 se pueden ver alturas de ola de más de 10 metros en mar adentro en las zonas donde se encuentran las dos fallas implicadas, igual que en la dirección de propagación perpendicular a estas. Además hay que destacar alturas de ola cercanas a 20m en el cabo de San Vicente.

También la perturbación negativa es considerable al SO del cabo de San Vicente, con valores de hasta -12m (figura 7.2-5).

Con esta configuración se tienen valores más altos en la zona del Cabo de San Vicente y Portugal, y algo menores en Cádiz que en la opción A. También se puede apreciar que el evento es menos energético, como ya se calculó con el momento sísmico.

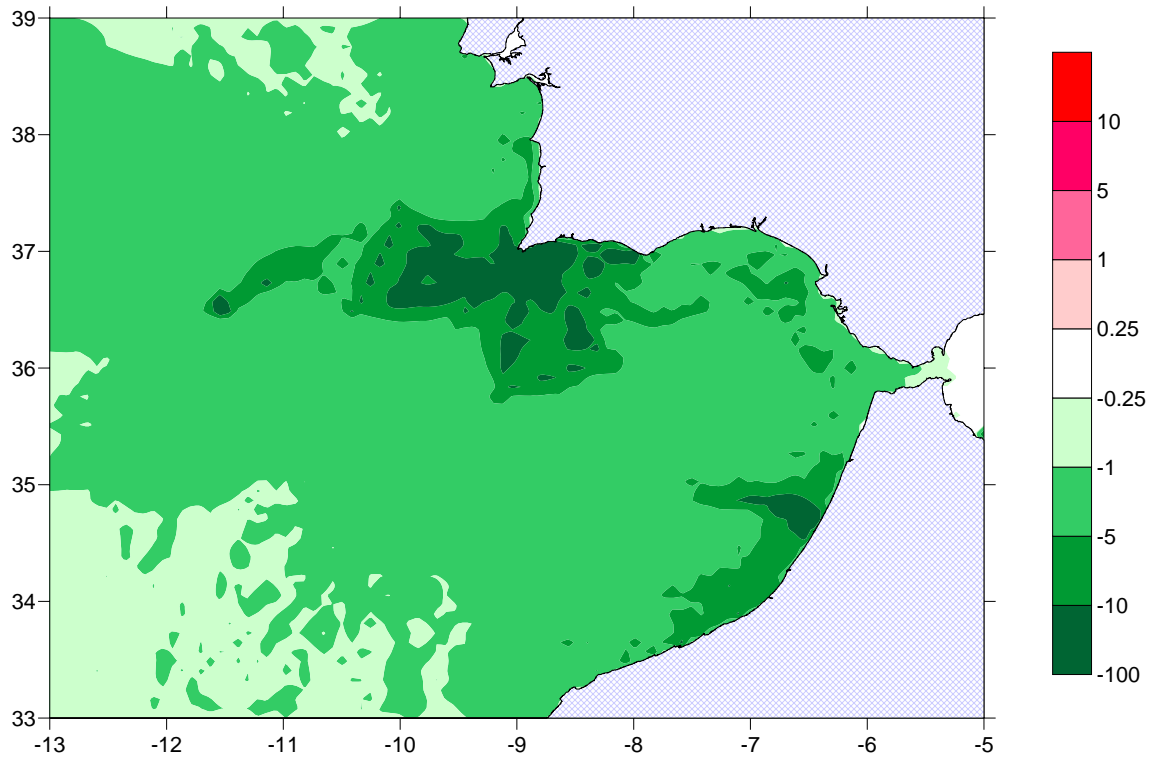


Figura 7.2-5 Perturbación mínima del nivel del mar en el tsunami de Lisboa. Malla 01.

A continuación el estudio se centra en la inundación y la malla02.

7.2.3 INUNDACIÓN: MALLA 02

En las siguientes figuras se muestran instantáneas a 30, 40, 50, 60, 70, 80 y 100 minutos de la generación del terremoto, en la malla 02 (figuras 7.2-6 y 7.2-7)

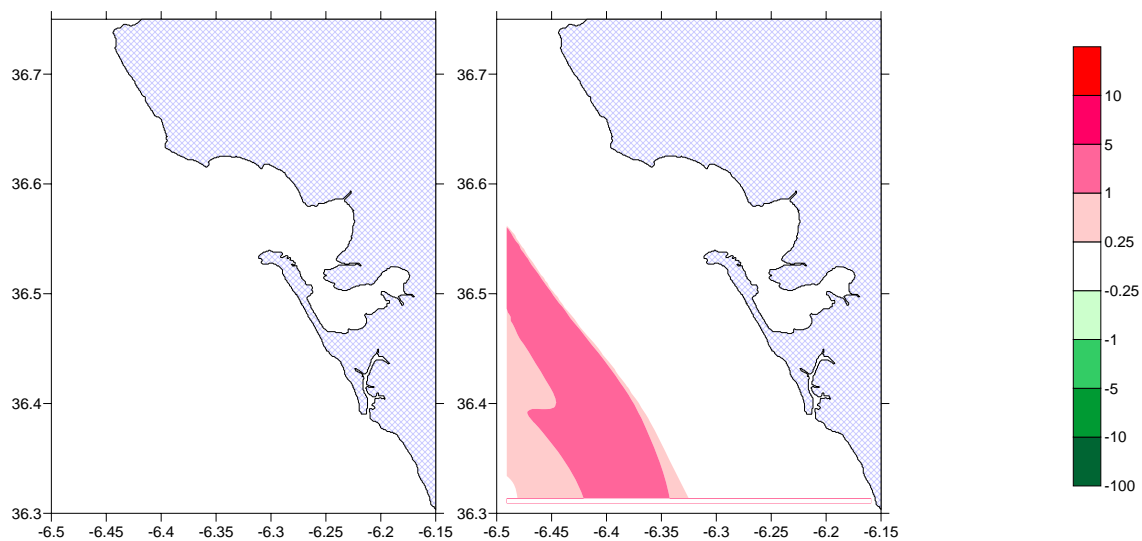


Figura 7.2-6 Tsunami de Lisboa a los 30' y 40' respectivamente. Malla 02.

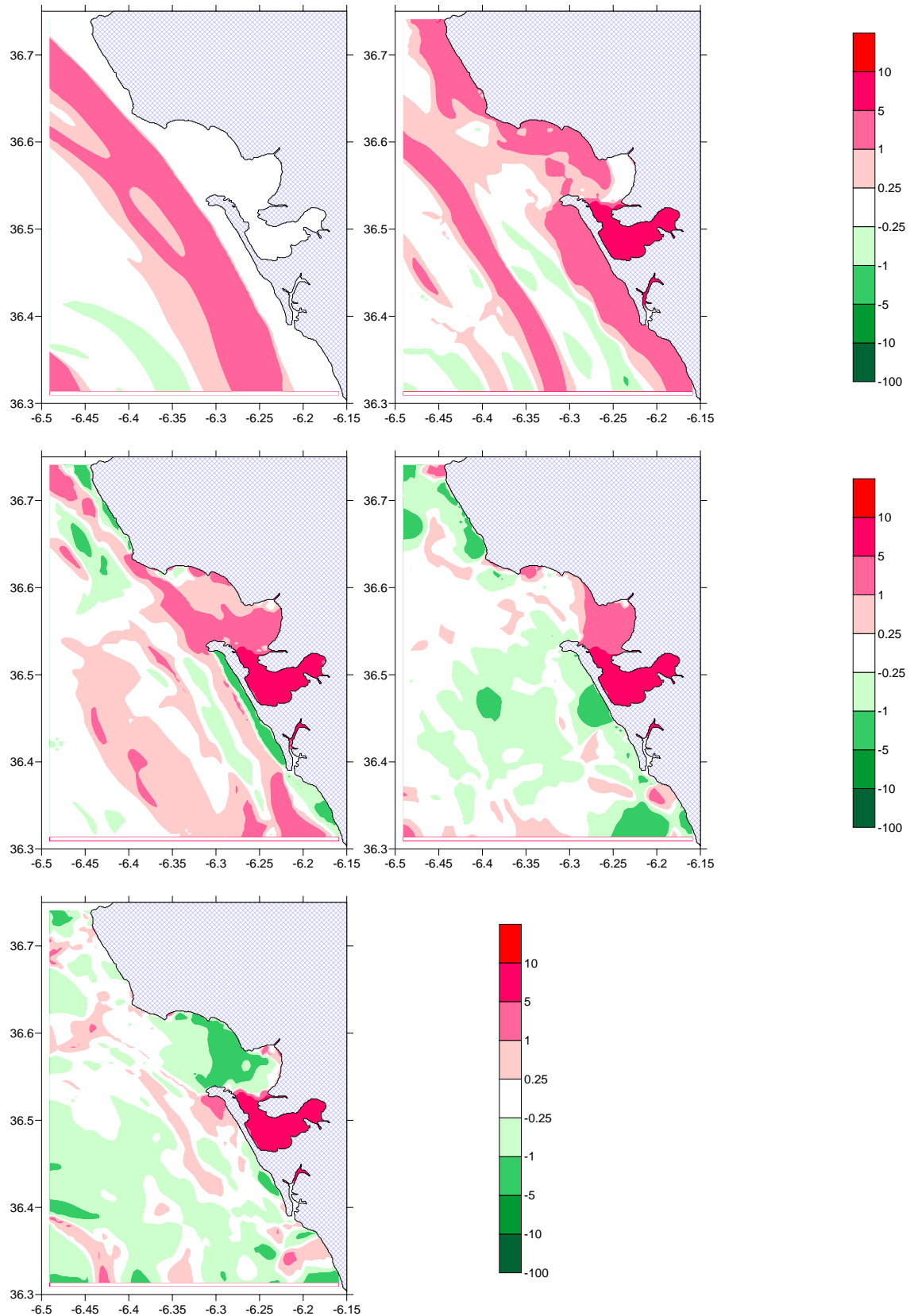


Figura 7.2-7 Tsunami de Lisboa a los 50', 60', 70', 80' y 100' respectivamente. Malla 02.

En el minuto 40 se ve como el primer tren de olas empieza asomar en la costa de Cádiz con una altura de entre 1m y 5m para impactar con esta en el minuto 60. A partir de entonces se suceden las retiradas del mar y las siguientes inundaciones. En las figuras 7.2-8 y 7.2-9 se pueden ver los mapas de perturbaciones máximas y mínimas en esta malla.

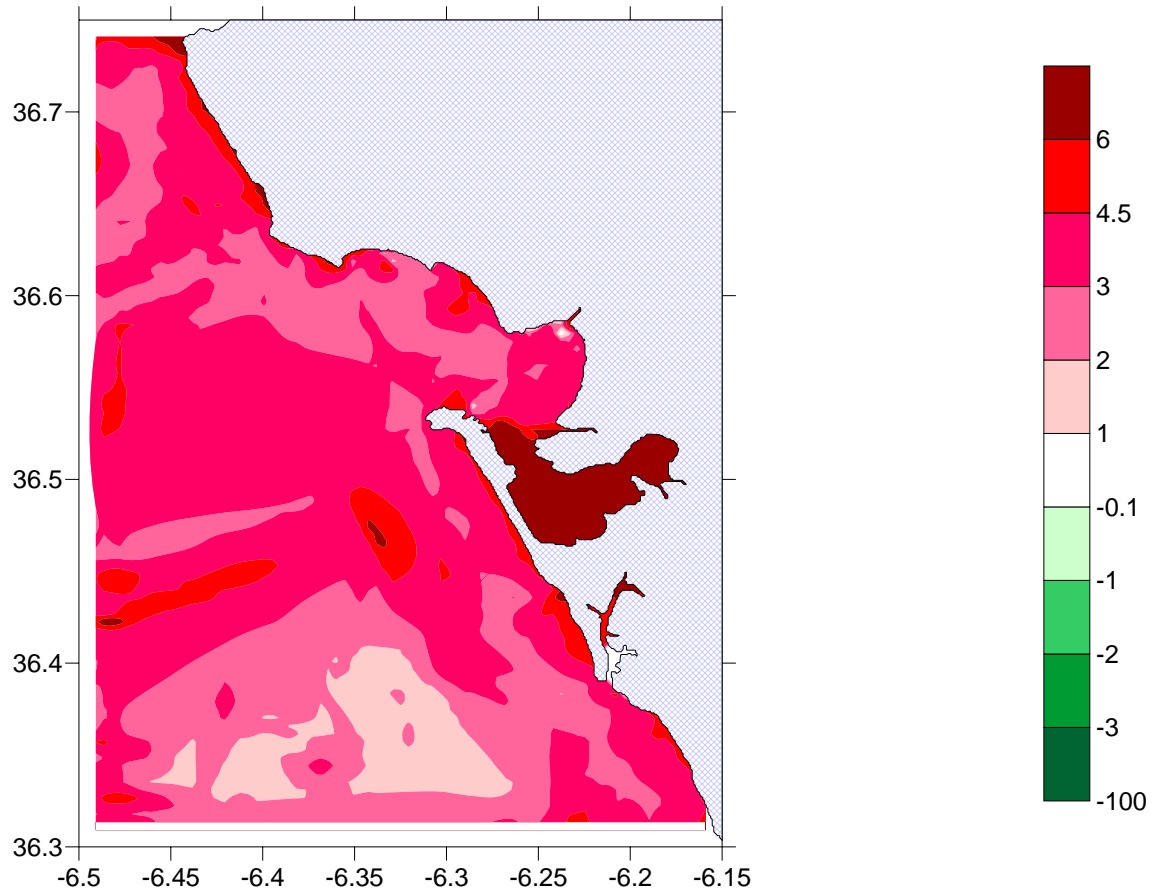


Figura 7.2-8 Perturbación máxima del nivel del mar en el tsunami de Lisboa. Malla 02.

En estos mapas (figuras 7.2-8 y 7.2-9) como se dijo anteriormente, se concluye que el modelo reproduce la inundación, y se pueden tomar estos valores como suficientemente aproximados para puntos cercanos a la costa. En la figura de los máximos, se ven frentes de ola de unos 6m, que se podrían traducir en olas de 10 metros al llegar a la plataforma continental.

En la figura de los mínimos, se ven perturbaciones negativas de 3m a 5m.

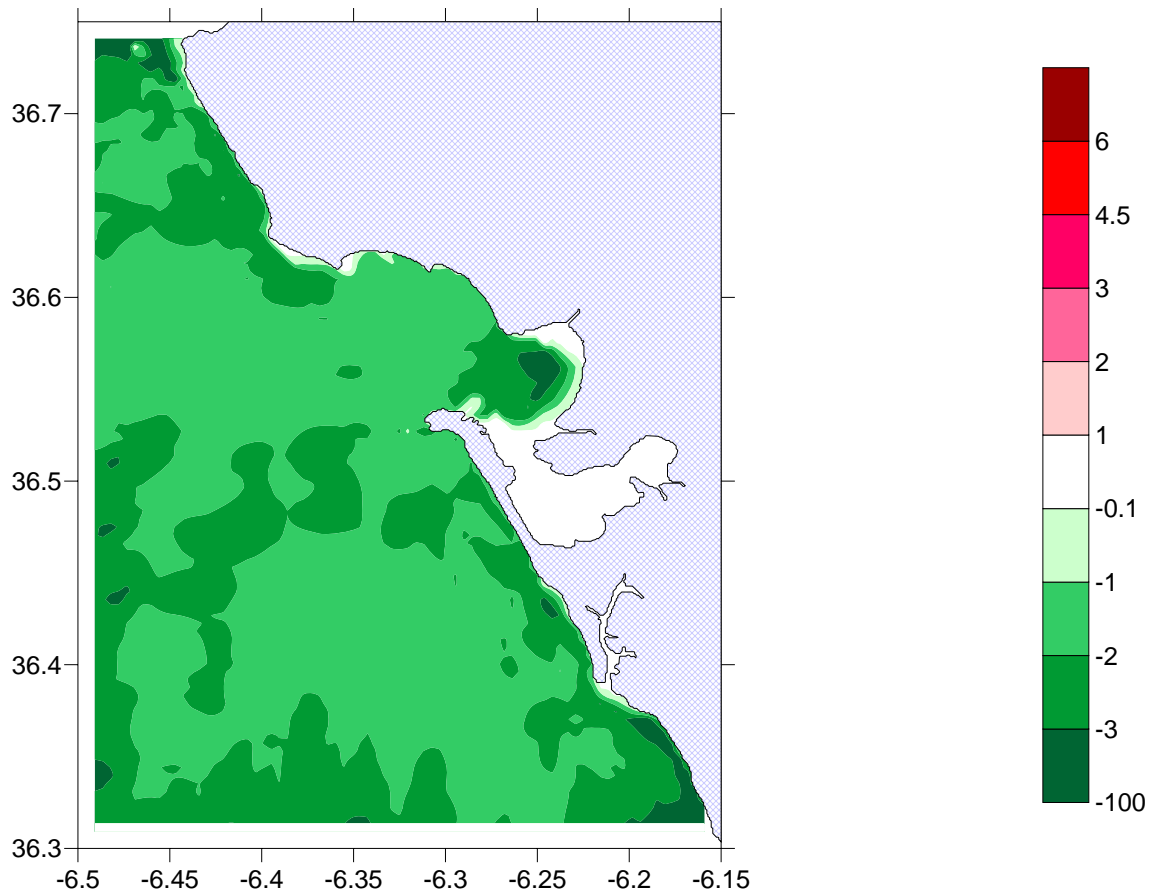


Figura 7.2-9 Perturbación mínima del nivel del mar en el tsunami de Lisboa. Malla 02.

En la tabla 7.2-2 se puede ver la comparación de las alturas de ola del tsunami sintético con las obtenidas por archivos de la época.

Comparación de alturas de ola			
Localización	Coordenadas	Altura de ola (tsunami sintético)	Altura de Ola (informes de la época)
Cádiz	6.30°W,36.05°N	~10m	~15m
Huelva	6.93°W,37.25°N	~7m	—

Tabla 7.2-2 Comparación alturas de ola de datos de la época con datos del tsunami sintético.

En este caso el tsunami es, algo menos energético, aunque de todas maneras destructivo. Se puede decir que subestima la altura de ola en Cádiz, aunque los informes de la época no tienen porque ser muy fidedignos.

Igual que en el caso A, para comparar con el tsunami de 1969, en la figura 7.1-9 se muestra la perturbación de la superficie libre del agua en aquel punto (6.73°W, 36.47°N).

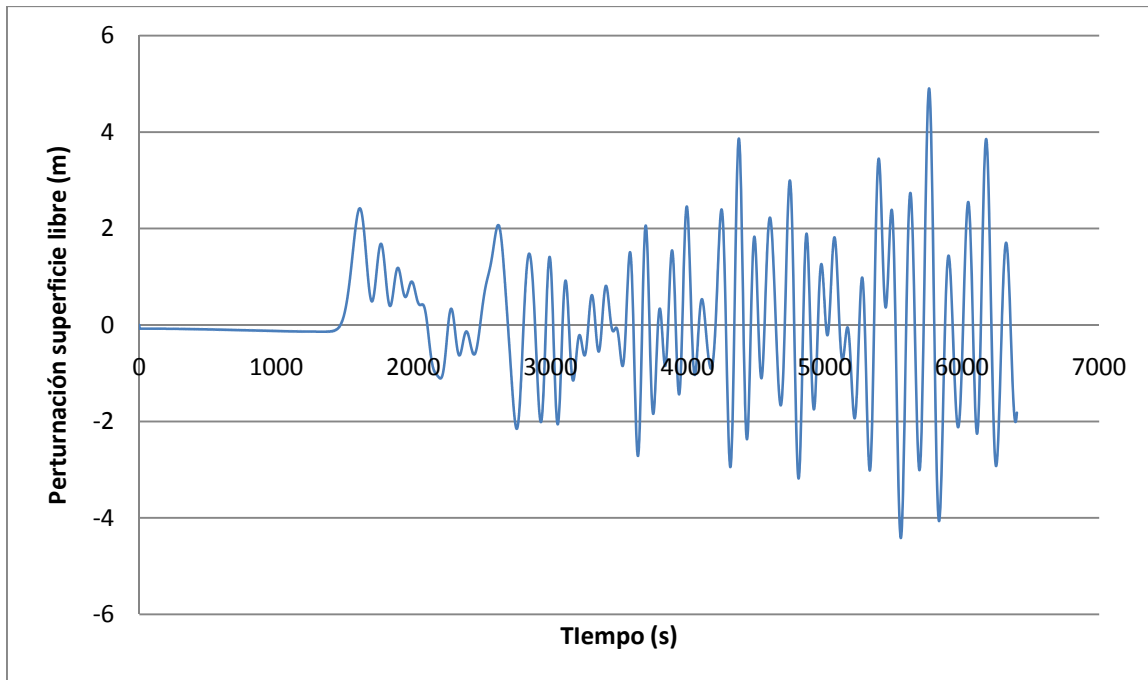


Figura 7.2-10 Perturbación de la superficie libre del mar en el punto 6.73°W, 36.47°N. Caso B.

Se observa un hecho curioso, y es que los trenes de olas sucesivos tiene una altura mayor que los que los preceden, hasta alcanzar el máximo a los 90 minutos con un valor de casi 5m. Comparando con el evento de 1969 se recuerda que en aquel caso el máximo era de poco más de 20cm. En el gráfico se pueden ver cinco trenes de olas claros, y después se va amortiguando.

En el siguiente apartado se muestran los resultados simulando la generación de tsunamis de magnitud intermedia entre el de 1969 y el de 1975. .

8. OTROS CASOS: TSUNAMIS INTERMEDIOS

En este capítulo se expondrán varios tsunamis hipotéticos de una magnitud intermedia entre el de 1969 y el de Lisboa.

8.1 CASO 1

Los datos del modelo de rotura de este tsunami son los siguientes:

- Coordenadas del epicentro: 8.7°W, 36.0°N
- Profundidad: 7 km
- Acimut: 348.1°
- Longitud del plano de falla: 100 km
- Anchura del plano de falla: 42 km
- Dislocación: 10m
- Buzamiento del plano de falla: 49.5°
- Ángulo de desplazamiento: 100°

Calculando la magnitud del tsunami como se ha explicado en los casos anteriores da una magnitud $M_w=8.0$. A continuación en las figuras 8.1-1 y 8.1-2 se muestran los mapas de máximos en las mallas 01 y 02.

En la figura 8.1-1 se aprecian perturbaciones máximas de hasta poco más de 3m en las zonas cercanas al epicentro del terremoto. Igual que se ha ido viendo en todo el documento es en estas zonas donde se aprecian las mayores perturbaciones, seguido por la dirección perpendicular al plano de falla. La diferencia con el tsunami de Lisboa es considerable, pues en su epicentro se han observado perturbaciones de 15m.

En la figura 8.1-2 se ve el detalle de la malla 02. Se observa una pequeña inundación pocos metros dentro de la plataforma continental. En esta figura se puede ver claramente como la ola va cogiendo altura, llega a proximidades a la costa con una altura de entre 1m y 2m y allí donde la profundidad es menor, va cogiendo altura repentinamente llegando a haber olas de hasta 4m.

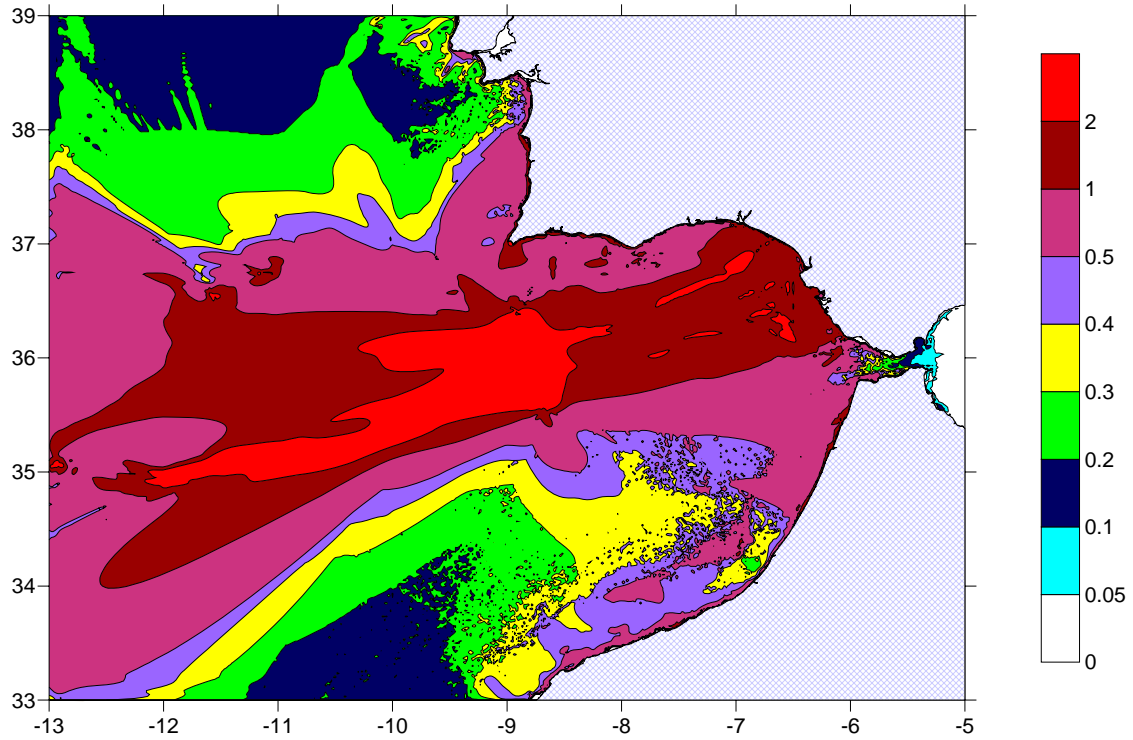


Figura 8.1-1 Perturbación máxima del nivel del mar en el tsunami caso1. Malla 01.

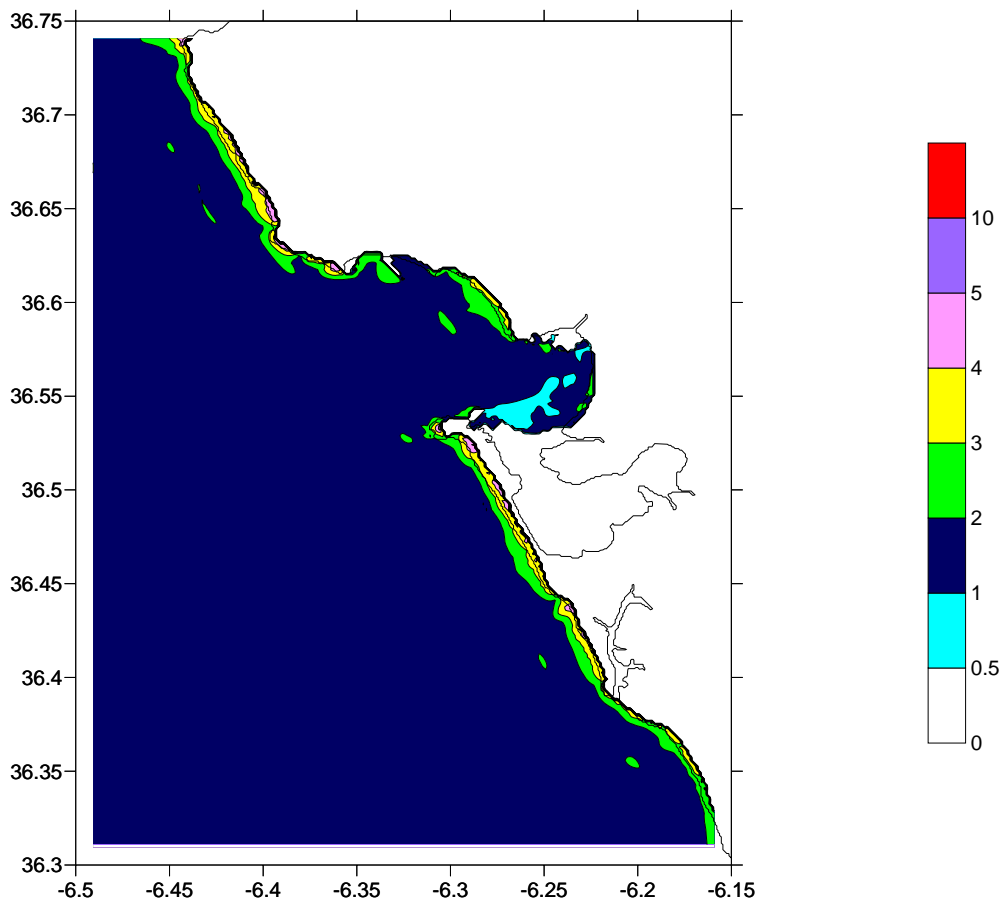


Figura 8.1-2 Perturbación máxima del nivel del mar en el tsunami caso1. Malla 02.

8.2 CASO 2

Los datos del modelo de rotura de este tsunami son los siguientes:

- Coordenadas del epicentro: 8.7°W, 36.0°N
- Profundidad: 7 km
- Acimut: 348.1°
- Longitud del plano de falla: 140 km
- Anchura del plano de falla: 45 km
- Dislocación: 10m
- Buzamiento del plano de falla: 49.5°
- Ángulo de desplazamiento: 100°

Calculando la magnitud del tsunami como se ha explicado en los casos anteriores da una magnitud $M_w=8.15$.

A continuación se muestran las figuras 8.2-1 y 8.2-2 de máximos en las mallas 01 y 02.

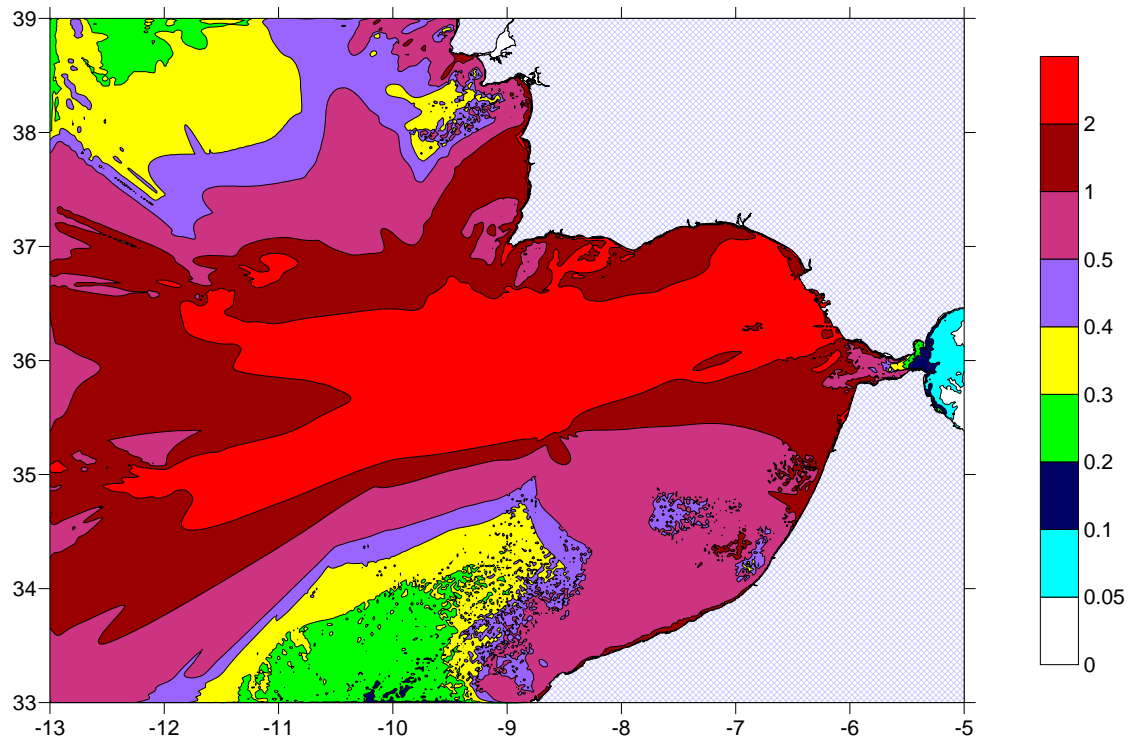


Figura 8.2-1 Perturbación máxima del nivel del mar en el tsunami caso2. Malla 01.

En la figura 8.2-1 se puede apreciar la misma forma de tsunami que en la 8.1-1 pero con un aumento considerable en las magnitudes de la perturbación. Si se observa la figura de la malla 02 (figura 8.2-2) la ola se acerca con una altura de entre 2m y 3m hasta las inmediaciones de la línea de costa, donde, al igual que antes, manifiesta una repentina crecida hasta los 7m.

Se observan problemas en las condiciones de contorno y en la inundación. Se puede ver claramente en la figura 8.2-2, en el momento que hay inundación debido a una gran tsunami,

el modelo inunda toda la plataforma continental, con valores de altura de ola muy grandes, lo que plantea dudas acerca la fiabilidad del resultado. La comparativa entre el caso 1 y el caso 2 es muy clara, ya que la pequeña diferencia de magnitud entre los dos tsunamis representa el límite en el que todo el área de estudio queda inundada.

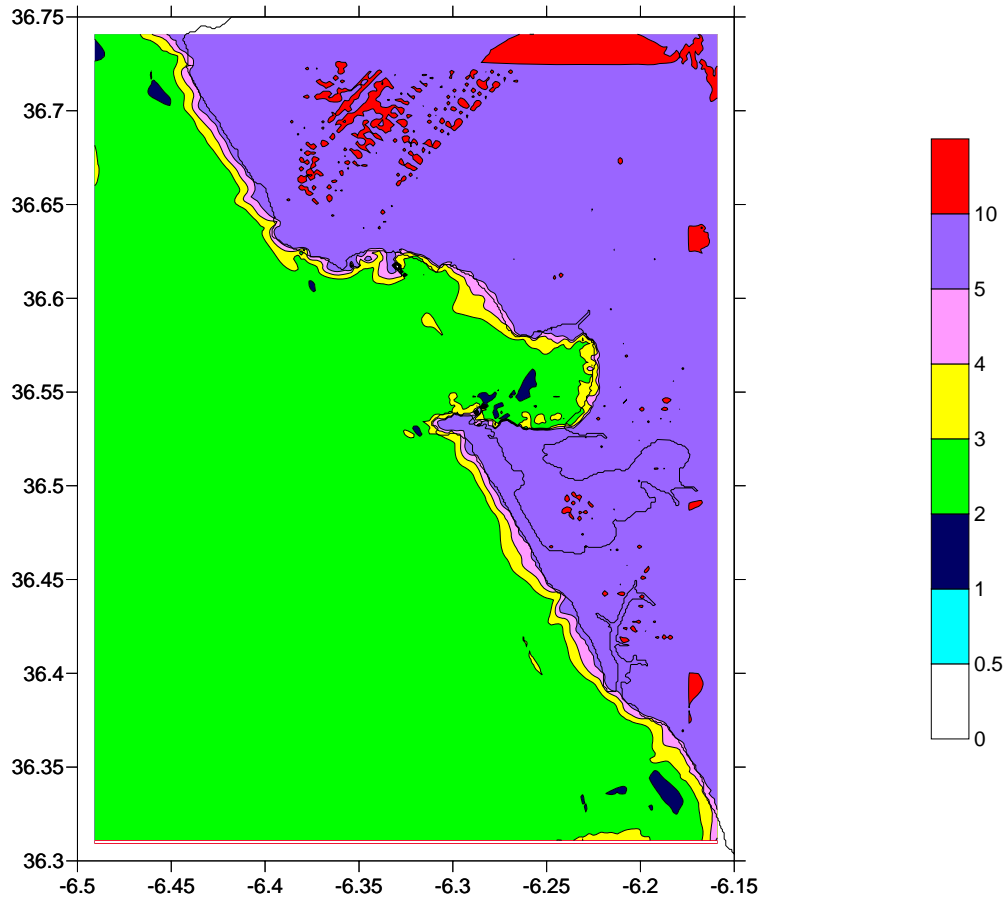


Figura 8.2-2 Perturbación máxima del nivel del mar en el tsunami caso2. Malla 02.

9. CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO

9.1 CONCLUSIONES

En este documento se ha realizado una serie de simulaciones numéricas para representar tsunamis generados y propagados en el Océano Atlántico, al suroeste del golfo de Cádiz. Estos tsunamis son generados por la zona activa (sísmicamente hablando) situada sobre la fractura Azores – Gibraltar.

Para poder realizar este tipo de simulaciones se ha tenido que modelar el mecanismo fuente, la propagación y la inundación del tsunami. El modelo utilizado a lo largo del estudio para simular numéricamente la vida del tsunami es el modelo COMCOT. Éste requiere los parámetros del plano de falla y la batimetría de cada malla utilizada.

Con respecto al mecanismo de generación, uno de los puntos más complejos es la modelación del movimiento del terreno al producirse el sismo y la forma en la que se traspaasa el movimiento del fondo marino a la superficie del mar. Para conocer el desplazamiento del fondo, se ha utilizado la teoría de Okada (1985). Para estimar la manera por la cual la deformación del suelo oceánico afecta a la columna de agua se han considerado, en este estudio, las dos deformaciones como idénticas. Esta hipótesis realizada se ha demostrado, con las simulaciones numéricas a lo largo del documento, que es aceptable para movimientos del fondo marino que ocurren en un espacio de tiempo muy pequeño, del orden de segundos, ya que la columna de agua sobre el suelo no puede escaparse dentro de este periodo.

Para empezar con las simulaciones, se ha utilizado un evento reciente y conocido para calibrar el modelo, y tener una fuente fiable de comparación de resultados. Este evento es el tsunami del atlántico de 1969, del cual se tienen registros conocidos de mareógrafos. A la señal obtenida por el mareógrafo de Cádiz durante el evento, se le han filtrado las señales de ondas con periodo menor a 5 minutos o mayor a 1h y, de esta manera, eliminar los datos provenientes del oleaje producido por el viento o por las mareas. Una vez la señal ha sido filtrada, ya se puede comparar directamente con los datos de perturbación del tsunami sintético en un punto suficientemente cercano al mareógrafo. Al no tener el dato de la ubicación exacta, se ha probado con varios puntos y se asumido su posición en el punto 6.73°O, 36.47°N. Se ha observado una cierta similitud entre el tsunami medido y el simulado. Donde se observa más diferencia es en la primera onda que llega a la costa ya que parece que modelo lo sobreestima en más de un 100%. Tampoco predice una gran perturbación negativa en el segundo 8000. En el resto, los valores de perturbación son muy semejantes al igual que el periodo de las ondas. Seguramente sabiendo la localización exacta del mareógrafo la similitud sería aún mayor. Con esto se concluye que la herramienta es apta para la previsión de tsunamis y ver su efecto en la zona de estudio.

Una vez se ha visto que el modelo es apto para reproducir tsunamis en la zona de estudio, interesa saber la sensibilidad del modelo a incertidumbres en los parámetros necesarios para la generación del terremoto, ya que estos parámetros son en muchos casos aproximados y basados en hipótesis. Para realizar este análisis se ha variado el valor de cada parámetro, y para cada variación se ha realizado la simulación de un tsunami. Los resultados obtenidos con este análisis han mostrado la sensibilidad de muchos parámetros del plano de falla, entre los que destacan el área asociada a la falla generadora y la localización del epicentro. Por lo tanto, la variación de estos parámetros influye en la altura de ola en la región de inundación del tsunami. De este análisis se concluye que las discrepancias entre los datos obtenidos por medición de la altura de ola y los resultados simulados, pueden ser explicadas en parte por la gama normal de incertidumbres en los parámetros del plano de falla.

Después de cuantificar la variación en los resultados provocada por la incertidumbre de los datos, se ha dispuesto a reproducir un gran enigma: el tsunami de Lisboa de 1755. Dicho tsunami es el mayor del que se tiene conocimiento en el Atlántico, y no está nada clara su fuente de generación, así como la localización del epicentro. Sólo se tienen informes de la época, los cuales no son siempre fiables al 100%. Después de leer numerosos artículos del tema (explicados en el capítulo 7 y añadidas en las referencias), se concluye que dos son las opciones más factibles y son las que se simulan en el documento.

En la opción A de reproducción del tsunami de Lisboa, el tiempo de viaje es muy semejante para la llegada a Huelva, dista un poco para Cádiz aunque entra dentro del error aceptable. De todas maneras, en el tsunami sintético, parece que el tiempo entre la llegada de olas de una a otra ciudad es algo menor que en lo basado en los informes de la época. Las alturas de ola del tsunami sintético y de los informes coinciden en Cádiz, mientras que en Huelva no se tienen datos pues entonces las costas de Huelva estaban prácticamente despobladas. Las olas de 17m rompieron las murallas portuarias de Cádiz e inundaron la ciudad tres veces, por lo que uno se puede hacer la idea de la capacidad destructiva, y de la magnitud del evento del que se está hablando. No mucho menor fue en Huelva, afectando a poca población entonces, mientras que por el contrario, en la actualidad podría ser desastroso. Por el evento se creó una isla donde se fundó el municipio de Isla Cristina.

Casualmente, los tiempos de viaje de esta opción B son muy semejantes a la opción A, por lo que las conclusiones son las mismas: el tiempo de viaje es muy semejante para la llegada a Huelva, y dista un poco para Cádiz, aunque entra dentro del error estimado. De todas maneras, en el tsunami sintético, parece que el tiempo entre la llegada de olas de una a otra ciudad es algo menor que en lo basado en los informes de la época. En este caso, el tsunami es, con claridad, menos energético, aunque de todas maneras destructivo. Se puede decir que subestima la altura de ola en Cádiz, aunque los informes de la época no tienen porque ser muy fidedignos.

Se puede decir que no se puede descartar ninguna de las dos hipótesis, aunque la opción B no parece ser lo suficientemente energética para dar los resultados de los informes que se tienen de la época. La opción A encaja con bastante precisión con los datos que se tienen de la costa española, tanto en tiempos de viaje a Cádiz y Huelva como con las alturas de ola. Habría que comprobar si sucede lo mismo en otras ciudades de otros países como Portugal o Marruecos.

Del ejemplo del tsunami de Lisboa, además, se puede concluir que hoy en día un tsunami de semejante magnitud sería devastador. La inundación llegaría a kilómetros mar adentro por la batimetría llana de la zona con un efecto muy negativo para unas playas totalmente turísticas y urbanizadas como son las del golfo de Cádiz.

9.2 TRABAJO FUTURO

El trabajo futuro puede centrarse en un estudio más enfocado a la inundabilidad y run-up. Este documento recalca lo afectable que es la costa española a este tipo de eventos y que existe una probabilidad relativa de ocurrencia. Además se pone a prueba la nueva versión del modelo Comcot, y es importante que se trabaje en calibrar estos modelos y obtener así cada vez simulaciones más fidedignas y de esta manera poder reproducir y predecir los daños que un evento tan energético como un tsunami puede crear.

El estudio puede derivar también en el movimiento de material y sedimentos en las regiones costeras, para prevenir efectos de erosión.

Finalmente, se pueden seguir investigando otras opciones para tratar de reproducir, con mayor exactitud, los efectos observados del tsunami de Lisboa de 1755.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abbott, M.B. *et al.* (1973), System 21 Jupiter. A Design System for Two-Dimensional Nearly Horizontal Flows. *Journal of Hydraulic Research*, 11, p. 1-28.

Abbott, M.B. *et al.* (1981), Numerical Modeling of Free-Surface Flows that are Two-dimensional in Plan. *Transport Models for Inland and Coastal Waters*, Academic Press, p. 222-283.

Abe, K. (1981), Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980. *Phys. Earth Planet. Interiors* 27, p. 72-92

Alexeev, A.S. *et al.* (1978), Numerical investigation of tsunami generation and propagation in the ocean with real bathymetry. *Linear Model. Study of Tsunami Waves in the Open Ocean*. Nauka. Moscow, p. 5-20.

Baptista, M. A. *et al.*, New study of the 1755 earthquake source based on multi-channel seismic survey data and tsunami modeling. *Natural hazards and earth system sciences* 3, p. 333-340.

Baptista, M. A. and Miranda, J. M., Revision of the Portuguese catalog of tsunamis. *Natural hazards and earth system sciences* 9, p. 25-42.

Berry, D.S y Sales, T.W. (1962), An elastic treatment of ground movement due to mining. III. Three dimensional problem, transversely isotropic ground. *Journal Mech. Physical Solids* 10, p. 73-83.

Carrier, G.F. y Greenspan, H.P. (1958), Water waves of finite amplitude on a sloping Beach. *Journal of Fluid Mechanics* 475, p. 97-109. Carrier, G.F. *et al.* (2003), Tsunami run-up and draw-down on a plane beach. *J. Fluid Mech.*, 475, p. 79-99.

Cho, Y.-S. (1995), Numerical Simulations of Tsunami Propagation and Run-up. PhD Thesis, Cornell University. Davis, P.M. (1983), Surface deformation associate with a dipping hydrofracture. *Journal Geophysics Res.* 88, p. 5826-5934.

Gica, E. *et al.* (2005), Sensitivity Analysis of Source Parameters for Earthquakegenerated Distant Tsunamis, *J. Waterway, Port, Coastal and Ocean Engrg.*, ASCE (submitted).

Gutscher, M.-A. *et al.* The Gibraltar Arc seismogenic zone: constraints on a shallow west dipping fault plane source for the 1755 Lisbon earthquake provided by tsunami modeling and seismic intensity. *Tectonophysics* 426, p. 153-166.

Hwang, L.S. *et al.* (1972), Tsunami model: Generation and Open-Sea Characteristics. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 62, p. 1579-1596.

Iida, K. (1963), Lecture note on seismology. Nagoya, Japan. Seismic exploration group of Japan.

- Imamura, A. (1949), List of tsunamis in Japan. *J. Seismol. Soc. Japan* 2, p. 23-28.
- Inamura, F., Mechanism of tsunami generation, propagation and run-up
- Instituto geográfico nacional et al., *Terremotos y la peligrosidad de tsunamis en España* (2000).
- Instituto geográfico nacional et al., *Terremotos y tsunamis en España* (2005).
- Kaistrenko, V.M. *et al.* (1991), Analytical theory for tsunami run-up on a smooth slope. *Science of Tsunami Hazards* 9 (2), p. 115-127.
- Kajiura, K. y Shuto, N. (1991), Tsunamis. *The Sea* 9(A), p.395-420.
- Kanamori, H., Mechanism of tsunami earthquakes. *Phys. Earth planet interiors*, 6 p. 346-359.
- Kanoglu, U. y Synolakis, C.E. (1998), Long wave runup on piecewise linear topographies. *Journal of Fluid Mechanics* 374, p. 1-28.
- Kasahara, M. *et al.* (1983), On the cause of long-period cristal movement. *Tectonophysics* 97, p. 327-336.
- Kirkgöz, M.S. (1983), Breaking run-up of long wave. *Tsunamis, Their Science an Engineering*, p. 467-478.
- Kobayashi, N. *et al.* (1987), Wave Reflection and runup on rough slopes. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 113 (3), p. 282-298.
- Kobayashi, N. *et al.* (1990), Irregular wave reflection and run-up on rough impermeable slopes. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 116 (6), p. 708- 726.
- Lana, X.; Correig, A. M., Determinación de la longitud de falla y velocidad de ruptura para terremotos de magnitud media (1981). *Acta geológica hispánica*, 3 p. 179-183.
- Leet, L. (1948), *Causes of catastrophe: earthquakes, volcanoes, tidal waves, hurricanes*. McGraw-Hill, New York.
- Li, I. y Raichlen, F. (2001), Solitary wave runup on plane slopes. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 127(1), p. 33-44
- Losada Rodríguez, I., Tsunamis. *Ingeniería y territorio* 74, p. 76-81.
- Maiti, S y Sen, D. (1999), Computation of solitary waves during propagation and runup on a slope. *Ocean Engineering* 26, p. 1063-1083.
- Mansinha, L. y Smylie, D.E. (1971), Earthquakes and the Earth's Wobble. *Science* 161, p. 1127-1129.

Mayurama, T. (1964), Statical elastic dislocations in an infinite and semi-infinite medium. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ. 42, p. 289-368.

Melito, I. y Melby, J.A. (2002), Wave runup, transmission, and reflection for structures armored with CORE_LOC. Coastal Engineering 45, p. 33-52.

Murty, T.S. y Loomis, H.G. (1980), A New Objective Tsunami Magnitude Scale. Marine Geodesy 4 (3), p. 267-282.

Okada, Y. (1985), Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space. Bull. Seism. Soc. Am. 75(4), p. 1135-1154.

Pasotti, P, Placas tectónicas (1ª parte), (1977).

Pelinovsky, E. *et al.* (1999), Runup tsunami waves on a vertical wall in a basin of complex topography. Physics and Chemistry of the Earth (B) 24 (5), p. 431-436.

Piper, D.J.W. *et al.*, Tsunami hazard along the U.S. Atlantic coast. Marine geology 264, p. 1-3

Riquelme Amador, E., Estudio numérico de la propagación de tsunamis en el Mediterráneo Noroccidental. Importancia de la función fuente y el run-up (2009).

Sierra, J.P. y Sánchez-Arcilla, A. (1991), Estudio de la propagación de tsunamis. Aplicación a la región del estrecho de Gibraltar. Ed. Univ. Compl. Madrid, Física de la Tierra, 3, p. 351-374.

Synolakis, C.E. (1986), The runup of long waves. PhD. California Institute of Technology.

Synolakis, C.E. (1987), The runup of solitary waves. Journal of Fluids Mechanics 185, p. 523-545.

Teng, M.H. *et al.* (2000), Experimental study on long wave run-up on plane beaches. Proceedings of the Tenth International Offshore and Polar Engineering Conference, Seattle, USA, p. 660-664.

Titov, V.V. y Synolakis, C.E (1995), Modeling of breaking and nonbreaking long-wave evolution and run-up using VTCS-2. Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering 121 (6), 308-316.

Voit, S.S. (1987), Tsunamis. Ann. Rev. Fluid Mech., 19, p. 217-236.

Wang, X., User Manual for Comcot version 1.7 (2009)

Warren, I.R. y Bundgaard, H.I. (1987), A comparison between physical and numerical models of tsunami. Proceedings of AIHR Congress, Lausanne, p. 282-287. Wiegel, R. (1970), Earthquake engineering. Prentice-Hall (11) Tsunamis, p. 253-306.

Zelt, J.A. (1991), The run-up of nonbreaking solitary waves. Coastal Engineering 15, p. 205-246.

Zitellini, N. et al., The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami. Annali de geofisica 42, p. 49-55.

Zitellini, N. et al., Neogen through Quaternary tectonic reactivation of SW Iberian massive margin. Special issue of Pageof on Azores-Tunisia Geodynamics (2003).

- *"The thrust of Marquês de Pombal, a possible source of the 1755 tsunami"*, de Baptista, M. A., Miranda, J. M., Matías, L., Ribeiro, A. 10 (2000).
- *"Modelling tsunamis from earthquake sources near Goringe Bank southwest of Portugal"* de Gjevik, B., Pederson, G., Dybesland, E., Miranda, P.M., Heinrich, P. (1997).
- *"The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami"* de Nevio Zitellini, Francesco Chierici, Renzo Sartori y Luigi Torelli. (1999). En este documento el candidato es una gran estructura de 200kmx50km al SO del cabo de San Vicente.
-

ÍNDICE

- Abbott 7, 28, 94
 Acimut 33, 47, 57, 60, 68, 77, 87, 89
 Anchura del plano de falla 33, 47, 68, 77, 87, 89
 Ángulo de desplazamiento v, 33, 47, 50, 57, 60, 62, 64, 65, 68, 77, 87, 89
 Asomeramiento 1, 38
 Azores-Gibraltar ii, iv, vii, 1, 14, 16, 50
 Bahía de Cádiz v, 21, 39, 68
 Baptista 10, 11, 12, 67, 68, 94
 Batimetría 7, 9, 13, 19, 20, 31, 67, 91, 93
 Boussinesq 7, 27
 Buzamiento v, 33, 47, 50, 57, 60, 62, 63, 64, 65, 68, 77, 87, 89
 Coeficiente de Manning 23
 Comcot ii, iii, 2, 47, 53, 68, 93, 96
 Condición de Courant 19, 20, 23, 27
 Condiciones de contorno 75, 89
 Dislocación v, 33, 47, 50, 57, 60, 62, 63, 64, 65, 68, 77, 87, 89
 Epicentro v, viii, 7, 8, 10, 11, 25, 33, 47, 48, 49, 50, 56, 57, 60, 62, 63, 64, 65, 68, 77, 87, 89, 92
 Euler pole 15
 Falla normal vii, 5, 6, 15, 53
 Fallas inversa 5, 53
 Fuente de generación 24, 92
 Golfo de Cádiz ii, iv, 11, 13, 15, 33, 42, 67, 91, 93
Gorringe Bank iv, 12, 13, 15, 33
 Guadalquivir Bank 11, 68, 77
 Horseshoe fault 12
 Inamura 8, 95
 Inundabilidad 93
 Krakatoa 4
 Lida 8
 Longitud del plano de falla v, 33, 47, 57, 68, 77, 87, 89
 Magnitud de un tsunami 8
 Magnitud del terremoto 6, 17
Marquês de Pombal iv, ix, 12, 68, 77, 78
 Mecanismo de generación Véase fuente de generación
 Modelo de rotura 87, 89
 Modelo lineal 27
 Modelo no lineal 11, 29
 Número de Courant Véase condición de Courant
 Okada 24, 91, 96
 Profundidad v, viii, 33, 47, 48, 49, 50, 57, 60, 62, 63, 65, 68, 77, 87, 89
 Propagación i, ii, iv, 1, 2, 3, 4, 6, 7, 11, 19, 20, 24, 26, 27, 29, 33, 38, 47, 82, 91, 96
 Run-up iii, v, vii, 7, 9, 30, 31, 93, 94, 95, 96, 97
 Shallow water 7
 Sismogénicas 1
 Tectónica 4
 Teoría de Mansinha y Smylie 24
 Términos advectivos 30
 Términos convectivos 7, 30
 Tsunami iii, iv, v, vii, viii, ix, 1, 2, 4, 10, 15, 24, 35, 36, 37, 40, 41, 42, 67, 70, 71, 74, 79, 80, 83, 84, 94, 95, 96
 Tsunami de 1755 Véase Tsunami de Lisboa
 Tsunami de Lisboa ii, ix, 2, 11, 18, 72, 73, 75, 76, 81, 82, 84, 85, 87, 92, 93, 99
 Tsunami sintético x, 33, 44, 72, 76, 81, 85, 91, 92

