

**ESTUDIO NUMÉRICO DE LA PROPAGACIÓN  
TSUNAMIS EN EL MEDITERRÁNEO  
NOROCCIDENTAL. IMPORTANCIA DE LA  
FUNCIÓN FUENTE Y DEL RUN-UP**

*Tesina de especialidad ETSECCPB-UPC*

Autor: Riquelme Amador, Elena

Tutores: Sierra Pedrico, Juan Pablo; González Marco, Daniel

Departamento de Ingeniería Hidráulica, Marítima y Ambiental

Barcelona, Marzo de 2009

## **Estudio numérico de la propagación de tsunamis en el Mediterráneo Noroccidental. Importancia de la función fuente y del Run-up**

*Autor: Riquelme Amador, Elena*

*Tutores: Sierra Pedrico, Juan Pablo; González Marco, Daniel*

Los tsunamis son uno de los fenómenos naturales con más poder destructivo que pueden afectar al litoral español. Las consecuencias de su paso por la costa conllevan destrozos a estructuras marítimas y múltiples pérdidas económicas e incluso humanas. El conocimiento de las características de éstos permite al ingeniero marítimo la posibilidad de prevenir los tsunamis y construir estructuras marítimas más seguras y resistentes frente a este tipo de ataques para evitar pérdidas de gran importancia.

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.

En esta tesina se muestran diversas simulaciones numéricas del desarrollo de tsunamis en el Mediterráneo noroccidental. El trabajo se centra en la caracterización numérica de la propagación de tsunamis en la costa Este española, así como en el estudio de la función fuente (relación terremoto-tsunami) y la inundabilidad (run-up) asociada a lo largo de esta costa. Para llevar a cabo el estudio se ha utilizado un modelo numérico de propagación llamado *COMCOT*. Simula la vida completa de un tsunami, desde su generación y propagación, hasta la inundación en zonas costeras.

Para caracterizar la función fuente, el modelo requiere diversos parámetros del plano de falla. En este estudio, estos parámetros han sido los correspondientes al terremoto ocurrido el 2003, en la costa argelina, el cual provocó un tsunami. Al simular un fenómeno real ya ocurrido, se han comparado los resultados obtenidos numéricamente con los reales medidos in situ, por lo que se ha podido realizar una calibración del modelo.

Con respecto a la propagación de tsunamis, se han utilizado las ecuaciones 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 como el Delta del Ebro y el Puerto de Ibiza más detalladamente.

Los resultados muestran unos valores de elevación de la superficie del mar, al paso del tsunami, muy similares a los medidos mediante mareógrafos; gran afectación a la costa balear con violentas oscilaciones en el Puerto de Ibiza y alturas de ola casi imperceptibles en el Delta del Ebro y la costa catalana. Aunque los resultados son aceptables, las diferencias con los datos reales se han analizado para conocer los motivos.

Se ha realizado un estudio de sensibilidad de los parámetros del plano de falla en la predicción de las alturas de ola en una localización lejana a la zona de generación, para poder predecir en el resultado una posible variación del valor de alguno de los parámetros. Además, como estudio complementario, se ha simulado numéricamente el tsunami de mayor magnitud posible que se puede generar en la costa argelina, para evitar una posible catástrofe futura en el litoral español.



## **Numerical study about tsunami propagation in the Northwestern Mediterranean. The importance of the source function and the run-up**

*Author: Riquelme Amador, Elena*

*Tutors: Sierra Pedrico, Juan Pablo; González Marco, Daniel*

Tsunamis are one of the most destructive natural phenomena that can affect the Spanish coastal areas. Some of the consequences of a tsunami can be the partial or total ruin of the sea structures, great economical and even human life losses. The knowledge of the tsunami characteristics can allow coastal engineers to prevent them, to build more secure coastal structures in order to resist that kind of attacks and to avoid important losses.

The available information to evaluate tsunamis comes from two different sources: real measuring that can be taken with tidal gauges, or through numerical simulations of these events.

This dissertation shows some numerical simulations about the development of tsunamis in the Northwestern Mediterranean. This work is focused on the numerical detailed description of tsunami propagation in the Spanish East coast and in the research of the source function (earthquake-tsunami connection) and the associated flooding (run-up) along this coast. A numerical propagation model called COMCOT has been used to carry on this research. This model simulates the full tsunami life, from the generation to the propagation and after, the flooding of sea side areas.

The model requires several parameters about the fault plane to portray the function source. The parameters of the earthquake that took place in the Algerian coast in 2003 which provoked a tsunami have been taken into account to make this research. A simulation of a real phenomenon has been used to compare the numerically obtained results and therefore, to calibrate the model.

Concerning the tsunami propagation, the Boussinesq's linear equations adapted to this type of waves have been used. To make an elaborate study of different areas like the Ebro Delta and Ibiza Port a hierarchy system of nested nets has been used.

The results show some values about the elevation of the sea surface area, when a tsunami propagates, very similar to those measured with tidal gauges. An important affectation the Balearian coast with violent fluctuations in the Ibiza Port, but, at the same time, imperceptible wave elevation at the Ebro Delta and in the Catalonia coast as well. Although the results are acceptable, the differences with actual data have been analyzed in order to know the origin of such differences.

An analysis about the parameter sensitivity of the fault plane in the prediction of the wave height in an area located faraway from the epicentre has been done to predict the impact in the results of a possible variation in any of the parameters. Also, as an additional study, the biggest possible tsunami that can be generated in the Algerian coast has been numerically simulated to evaluate the possibility of a future catastrophe in the Spanish coast.

## Contenidos

<b>1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS.....</b>	<b>1</b>
<b>2. ESTADO DEL CONOCIMIENTO (ANTECEDENTES).....</b>	<b>2</b>
2.1.    Mecanismo Fuente.....	2
2.2.    Propagación.....	7
2.3.    Inundabilidad (run-up).....	11
<b>3. SISMICIDAD EN EL MEDITERRANEO.....</b>	<b>15</b>
3.1.    Descripción de las características sísmicas del Mediterráneo.....	15
3.2.    Tsunamis en el Mediterráneo.....	19
<b>4. MODELO DE PROPAGACIÓN.....</b>	<b>21</b>
4.1.    Introducción al modelo de propagación.....	21
4.2.    Fuente de generación.....	22
4.3.    Propagación.....	25
4.3.1.    Modelo lineal.....	25
4.3.2.    Modelo no lineal.....	27
4.4.    Inundabilidad (run-up).....	29
4.5.    Aplicación.....	32
4.5.1.    Descripción del caso test.....	32
4.5.2.    Resultados.....	34
<b>5. APLICACIÓN A LA COSTA MEDITERRÁNEA.....</b>	<b>36</b>
5.1.    Área de estudio .....	36
5.2.    Descripción y características de las mallas de estudio.....	38
5.2.1.    Malla 01 (Mediterráneo Noroccidental).....	38
5.2.2.    Malla 21 (Islas Pitiusas).....	39
5.2.3.    Malla 22 (Delta del Ebro).....	41
5.2.4.    Malla 31 (Puerto de Ibiza).....	42
5.2.5.    Malla 32 (Sector sur del Delta del Ebro).....	43
5.2.6.    Malla 33 (Sector norte del Delta del Ebro).....	44
5.3.    Parámetros del plano de falla.....	46
5.4.    Simulación del fenómeno y resultados.....	47
5.4.1.    Elevación de la superficie del mar en la región de estudio.....	47

5.4.2.	Resultados para la región del puerto de Ibiza.....	53
5.4.3.	Resultados para la región del Delta del Ebro.....	56
<b>6.</b>	<b>ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD Y CALIBRACIÓN.....</b>	<b>63</b>
6.1.	Estudio de sensibilidad.....	63
6.1.1.	Profundidad del epicentro.....	63
6.1.2.	Localización del epicentro.....	65
6.1.3.	Orientación del plano de falla.....	67
6.1.4.	Magnitud del sismo.....	70
6.1.5.	Resumen de los resultados obtenidos.....	73
6.2.	Simulación del tsunami de mayor magnitud.....	74
6.2.1.	Elevación de la superficie del mar en la región de estudio.....	74
6.2.2.	Resultados para la región del Delta del Ebro.....	80
6.2.3.	Resultados para la región del puerto de Ibiza.....	85
6.3.	Calibración.....	88
6.3.1.	Mareógrafo del puerto de Ibiza.....	88
6.3.2.	Mareógrafo de l'Ampolla.....	91
<b>7.</b>	<b>CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO .....</b>	<b>95</b>
<b>8.</b>	<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>98</b>
<b>9.</b>	<b>ANEJOS .....</b>	<b>102</b>
9.1.	Escalas de magnitud de tsunamis .....	63
9.1.1.	Escala de magnitud de Inamura (1949).....	102
9.1.2.	Escala de magnitud de Iida (1963).....	102
9.2.	Escala de intensidad de tsunamis.....	103
9.3.	Datos de tsunamis en el mar Mediterráneo.....	105
9.3.1.	Tsunamis del mar Mediterráneo para los cuales el cálculo de la magnitud de Murty-Loomis, ML, ha sido posible.....	105
9.3.2.	Acontecimientos de tsunami con datos fiables ocurridos en el mar Mediterráneo noroccidental.....	105
9.4.	Resultados de las simulaciones para el estudio de sensibilidad.....	107
9.4.1.	Gráficos de la elevación de la superficie del mar para una profundidad del epicentro de 6km.....	107
9.4.2.	Gráficos de la elevación de la superficie del mar para una profundidad del epicentro de 9km.....	112
9.4.3.	Gráficos de la elevación de la superficie del mar para una profundidad del epicentro de 16km.....	117

9.4.4.	<i>Gráficos de la elevación de la superficie del mar para un valor de acimut de la traza de 64°.....</i>	122
9.4.5.	<i>Gráficos de la elevación de la superficie del mar para un valor de acimut de la traza de 70°.....</i>	127
9.4.6.	<i>Gráficos de la elevación de la superficie del mar para una localización del epicentro más alejada de la costa.....</i>	132
9.4.7.	<i>Gráficos de la elevación de la superficie del mar para una magnitud del sismo de 6.9.....</i>	137
9.4.8.	<i>Gráficos de la elevación de la superficie del mar para una magnitud del sismo de 7.5.....</i>	142
9.5.	Esquemas numéricos utilizados para resolver las ecuaciones de Shallow-water.....	147
9.5.1.	<i>Esquema Leap-frog.....</i>	147
9.5.2.	<i>Esquema Upwind.....</i>	147
9.6.	Flujo de volumen en la malla principal.....	148
9.7.	Datos para realizar la calibración.....	151
9.7.1.	<i>Mareógrafo del puerto de Ibiza.....</i>	151
9.7.2.	<i>Mareógrafo de l'Ampolla.....</i>	153

## Índice de figuras

Figura 1.1	Imagen captada en Sumatra a la llegada del tsunami producido en el 2004 en el Océano Índico.....	1
Figura 2.1	Tipos fundamentales de fallas (clasificación): a) Falla inversa b) Falla normal c) Falla de desgarre ( <a href="http://www.usgs.gov">http://www.usgs.gov</a> ).....	3
Figura 2.2	Generación de un tsunami tipo a causa de una dislocación del fondo marino ( <a href="http://www.usgs.gov">http://www.usgs.gov</a> ).....	4
Figura 2.3	Relación entre la profundidad del foco, la magnitud del terremoto y la generación de tsunamis ( <a href="http://www.usgs.gov">http://www.usgs.gov</a> ).....	5
Figura 2.4	Propagación de las olas del tsunami. Relación entre la profundidad, la longitud de onda y la velocidad del tsunami.....	8
Figura 2.5	Esquema de la inundación provocada por un tsunami, indicando conceptos relevantes como el run-up o la inundación horizontal.....	11
Figura 3.1	Demarcación de los campos de primeras llegadas compresivas y expansivas. Determinación de los planos nodales.....	17
Figura 3.2	Mediterráneo Occidental y la zona del Norte de África. Mecanismos focales de los terremotos de los catálogos MT (azul) y la base de datos EMMA.....	17
Figura 3.3	Falla inversa con componente de desplazamiento sinistral.....	18
Figura 3.4	Relaciones entre la magnitud del tsunami ML, calculada por Murty-Loomis y la magnitud del sismo M (izquierda) y entre la altura de ola h y ML en el mar Mediterráneo (derecha).....	19
Figura 3.5	Relación entre intensidad del tsunami K, calculada por Papadopoulos e Imamura (2001), y la altura de ola h en el mar Mediterráneo (izquierda) y en la zona Noroccidental del mismo (derecha).....	20
Figura 4.1	Generación (a) y Propagación (b) del Tsunami del Océano Índico realizado y proporcionado por Cornell University.....	21
Figura 4.2	Parámetros necesarios para el conocimiento de una falla.....	22
Figura 4.3	Ángulos de la orientación del plano de falla.....	23
Figura 4.4	Esquema de la malla utilizada indicando los flujos de volumen.....	44
Figura 4.5	Esquema de límite móvil para el cálculo del run-up y el run-down.....	29
Figura 4.6	Esquema de la batimetría utilizada para realizar la simulación del tsunami de prueba indicando la zona de generación, de propagación e inundación.....	32
Figura 4.7	Esquema de las mallas utilizadas para realizar el caso propuesto, que servirá de prueba del modelo COMCOT. Se muestra las dimensiones de las mallas, así como la situación de éstas.....	33

Figura 4.8	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 10, 20 y 30 minutos (fila superior de izquierda a derecha) y a los 40, 60 y 90 (fila inferior de izquierda a derecha) tras el terremoto. En metros.....	34
Figura 5.1	Ibiza y Formentera.....	36
Figura 5.2	Delta del Ebro.....	37
Figura 5.3	Batimetría de la malla principal del estudio definida a partir de coordenadas esféricas. Las profundidades (en metros) tienen signo negativo.....	39
Figura 5.4	Malla 21 que incluye las islas de Ibiza y Formentera. En este caso las profundidades son positivas y las cotas topográficas negativas (en metros).....	40
Figura 5.5	Malla 22, incluye la región del Delta del Ebro. En este caso las profundidades son positivas y las cotas topográficas negativas (en metros).....	41
Figura 5.6	Malla 31, abarca la región del puerto de Ibiza en detalle. En este caso las profundidades son positivas y las cotas topográficas negativas (en metros).....	43
Figura 5.7	Malla 32, abarca la región sur del Delta del Ebro en detalle. En este caso las profundidades son positivas y las cotas topográficas negativas (en metros).....	44
Figura 5.8	Malla 33, abarca la región norte del Delta del Ebro en detalle. En este caso las profundidades son positivas y las cotas topográficas negativas (en metros).....	45
Figura 5.9	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 10 minutos (figura superior) y a los 20 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	48
Figura 5.10	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 30 minutos (figura superior) y a los 40 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	49
Figura 5.11	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 50 minutos (figura superior) y a los 60 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	50
Figura 5.12	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 70 minutos (figura superior) y a los 80 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	51
Figura 5.13	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 90 minutos (figura superior) y a los 100 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	52

Figura 5.14	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 40 minutos (figura superior), a los 50 minutos (figura central) y a los 60 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Puerto de Ibiza, en metros.....	54
Figura 5.15	Instantánea de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 90 minutos. Zona Sur del Delta del Ebro.....	56
Figura 5.16	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 90 minutos (figura superior) y a los 110 minutos (figura inferior) tras el terremoto, en metros. Zona del Delta del Ebro.....	57
Figura 5.17	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 90 minutos (figura superior) y a los 100 minutos (figura inferior) tras el terremoto, en metros. Zona del Delta del Ebro (sector norte).....	58
Figura 5.18	Instantánea de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 110 minutos tras el terremoto, en metros. Zona del Delta del Ebro (sector norte).....	59
Figura 5.19	Instantáneas del flujo de volumen, simuladas numéricamente a los 90 minutos (figura superior) y a los 100 minutos (figura inferior) tras el terremoto, en m <sup>3</sup> /m·s. Zona del Delta del Ebro (sector norte).....	61
Figura 5.20	Instantánea del flujo de volumen, simuladas numéricamente a los 110 minutos tras el terremoto, en m <sup>3</sup> /m·s. Zona del Delta del Ebro (sector norte).....	62
Figura 6.1	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 30 minutos para profundidades del epicentro de 6 km (superior), 9 km (central) y 16 km (inferior).....	64
Figura 6.2	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 10 minutos (superior) y 40 minutos (inferior) de su generación para una localización más alejada de la costa argelina, situado en una posición más interior en la mar Mediterráneo.....	66
Figura 6.3	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 10 minutos para valores del ángulo strike de 64° (superior) y 70° (inferior).....	68
Figura 6.4	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 30 minutos para valores del ángulo strike de 64° (superior) y 70° (inferior).....	69
Figura 6.5	Instantánea de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 30 minutos con una dislocación en la falla de 1 m..	71
Figura 6.6	Instantánea de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 30 minutos con un área de falla cuatro veces superior.....	72
Figura 6.7	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami de mayor magnitud posible, simuladas numéricamente a los 10 minutos (figura superior) y a los 20 minutos (figura inferior) tras el terremoto.....	75
Figura 6.8	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami de mayor magnitud posible, simuladas numéricamente a los 30 minutos (figura superior) y a los 40 minutos (figura inferior) tras el terremoto.....	76

Figura 6.9	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami de mayor magnitud posible, simuladas numéricamente a los 50 minutos (figura superior) y a los 60 minutos (figura inferior) tras el terremoto.....	77
Figura 6.10	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami de mayor magnitud posible, simuladas numéricamente a los 70 minutos (figura superior) y a los 80 minutos (figura inferior) tras el terremoto.....	78
Figura 6.11	Instantánea de las ondas provocadas por el tsunami de mayor magnitud posible, simuladas numéricamente a los 90 minutos tras el terremoto.....	79
Figura 6.12	Instantánea de las ondas provocadas por el tsunami de mayor magnitud posible, simulada numéricamente a los 90 minutos tras el terremoto (en metros). Zona del Delta del Ebro (sector norte).....	80
Figura 6.13	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami de mayor magnitud posible, simuladas numéricamente a los 100 minutos (figura superior) y a los 110 minutos (figura inferior) tras el terremoto, en metros. Zona del Delta del Ebro (sector norte).....	81
Figura 6.14	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 90 minutos (figura superior), 100 minutos (figura central) y a los 110 minutos (figura inferior) tras el terremoto, en metros. Zona Sur del Delta del Ebro (malla 32).....	82
Figura 6.15	Instantáneas del flujo de volumen causado por el tsunami de mayor magnitud, simuladas numéricamente a los 90 minutos (figura superior) y a los 100 minutos (figura inferior) tras el terremoto, en $m^3/m\cdot s$ . Zona del Delta del Ebro (sector norte).....	84
Figura 6.16	Instantánea del flujo de volumen causado por el tsunami de mayor magnitud, simulada numéricamente a los 110 minutos tras el terremoto, en $m^3/m\cdot s$ . Zona del Delta del Ebro (sector norte).....	85
Figura 6.17	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami de gran magnitud, simuladas numéricamente a los 40 minutos (figura superior), a los 50 minutos (figura central) y a los 60 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Puerto de Ibiza, en metros.....	86
Figura 6.18	Comparación entre los datos obtenidos por el modelo COMCOT y por el mareógrafo situado en el puerto de Ibiza.....	89
Figura 6.19	Comparación de la señal filtrada con la original. Se muestran datos como la amplitud, frecuencia, altura de ola y periodo. Mareógrafo de Ibiza.....	90
Figura 6.20	Comparación entre los datos obtenidos por el modelo COMCOT y por el mareógrafo situado en el puerto de Ibiza habiendo realizado un filtrado...	90
Figura 6.21	Comparación entre los datos obtenidos por el modelo COMCOT y por el mareógrafo situado en el puerto de Ibiza habiendo realizado un filtrado (escala modificada).....	91
Figura 6.22	Comparación entre los datos obtenidos por el modelo COMCOT y por el mareógrafo situado en l'Ampolla.....	92
Figura 6.23	Comparación de la señal filtrada con la original. Se muestran datos como la amplitud, frecuencia, altura de ola y periodo. Mareógrafo de l'Ampolla.....	93



Figura 6.23	Comparación de la señal filtrada con la original. Se muestran datos como la amplitud, frecuencia, altura de ola y periodo. Mareógrafo de l'Ampolla.....	93
Figura 6.24	Comparación entre los datos obtenidos por el modelo COMCOT y por el mareógrafo situado en l'Ampolla habiendo realizado un filtrado.....	93
Figura 9.1	Instantánea de las ondas provocadas por el tsunami con una profundidad del epicentro de 6km, simuladas numéricamente a los 10 minutos tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	107
Figura 9.2	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una profundidad del epicentro de 6km, simuladas numéricamente a los 20 minutos (figura superior) y a los 30 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	108
Figura 9.3	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una profundidad del epicentro de 6km, simuladas numéricamente a los 40 minutos (figura superior) y a los 50 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	109
Figura 9.4	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una profundidad del epicentro de 6km, simuladas numéricamente a los 60 minutos (figura superior) y a los 70 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	110
Figura 9.5	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una profundidad del epicentro de 6km, simuladas numéricamente a los 80 minutos (figura superior) y a los 90 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	111
Figura 9.6	Instantánea de las ondas provocadas por el tsunami con una profundidad del epicentro de 9km, simuladas numéricamente a los 10 minutos tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	112
Figura 9.7	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una profundidad del epicentro de 9km, simuladas numéricamente a los 20 minutos (figura superior) y a los 30 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	113
Figura 9.8	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una profundidad del epicentro de 9km, simuladas numéricamente a los 40 minutos (figura superior) y a los 50 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	114
Figura 9.9	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una profundidad del epicentro de 9km, simuladas numéricamente a los 60 minutos (figura superior) y a los 70 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	115

Figura 9.10	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una profundidad del epicentro de 9km, simuladas numéricamente a los 80 minutos (figura superior) y a los 90 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	116
Figura 9.11	Instantánea de las ondas provocadas por el tsunami con una profundidad del epicentro de 16km, simuladas numéricamente a los 10 minutos tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	117
Figura 9.12	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una profundidad del epicentro de 16km, simuladas numéricamente a los 20 minutos (figura superior) y a los 30 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	118
Figura 9.13	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una profundidad del epicentro de 16km, simuladas numéricamente a los 40 minutos (figura superior) y a los 50 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	119
Figura 9.14	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una profundidad del epicentro de 16km, simuladas numéricamente a los 60 minutos (figura superior) y a los 70 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	120
Figura 9.15	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una profundidad del epicentro de 16km, simuladas numéricamente a los 80 minutos (figura superior) y a los 90 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	121
Figura 9.16	Instantánea de las ondas provocadas por el tsunami con una localización del epicentro más alejado de la costa, simuladas numéricamente a los 10 minutos tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	122
Figura 9.17	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una localización del epicentro más alejado de la costa, simuladas numéricamente a los 20 minutos (figura superior) y a los 30 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	123
Figura 9.18	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una localización del epicentro más alejado de la costa, simuladas numéricamente a los 40 minutos (figura superior) y a los 50 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	124
Figura 9.19	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una localización del epicentro más alejado de la costa, simuladas numéricamente a los 60 minutos (figura superior) y a los 70 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	125

Figura 9.20	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una localización del epicentro más alejado de la costa, simuladas numéricamente a los 80 minutos (figura superior) y a los 90 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	126
Figura 9.21	Instantánea de las ondas provocadas por el tsunami con un ángulo strike de 64°, simuladas numéricamente a los 10 minutos tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	127
Figura 9.22	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con un ángulo strike de 64°, simuladas numéricamente a los 20 minutos (figura superior) y a los 30 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	128
Figura 9.23	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con un ángulo strike de 64°, simuladas numéricamente a los 40 minutos (figura superior) y a los 50 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	129
Figura 9.24	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con un ángulo strike de 64°, simuladas numéricamente a los 60 minutos (figura superior) y a los 70 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	130
Figura 9.25	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con un ángulo strike de 64°, simuladas numéricamente a los 80 minutos (figura superior) y a los 90 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	131
Figura 9.26	Instantánea de las ondas provocadas por el tsunami con un ángulo strike de 70°, simuladas numéricamente a los 10 minutos tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	132
Figura 9.27	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con un ángulo strike de 70°, simuladas numéricamente a los 20 minutos (figura superior) y a los 30 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	133
Figura 9.28	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con un ángulo strike de 70°, simuladas numéricamente a los 40 minutos (figura superior) y a los 50 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	134
Figura 9.29	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con un ángulo strike de 70°, simuladas numéricamente a los 60 minutos (figura superior) y a los 70 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	135

Figura 9.30	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con un ángulo strike de 70°, simuladas numéricamente a los 80 minutos (figura superior) y a los 90 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	136
Figura 9.31	Instantánea de las ondas provocadas por el tsunami con una magnitud del sismo de 6.9, simuladas numéricamente a los 10 minutos tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	137
Figura 9.32	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una magnitud del sismo de 6.9, simuladas numéricamente a los 20 minutos (figura superior) y a los 30 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	138
Figura 9.33	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una magnitud del sismo de 6.9, simuladas numéricamente a los 40 minutos (figura superior) y a los 50 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	139
Figura 9.34	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una magnitud del sismo de 6.9, simuladas numéricamente a los 60 minutos (figura superior) y a los 70 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	140
Figura 9.35	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una magnitud del sismo de 6.9, simuladas numéricamente a los 80 minutos (figura superior) y a los 90 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	141
Figura 9.36	Instantánea de las ondas provocadas por el tsunami con una magnitud del sismo de 7.5, simuladas numéricamente a los 10 minutos tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	142
Figura 9.37	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una magnitud del sismo de 7.5, simuladas numéricamente a los 20 minutos (figura superior) y a los 30 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	143
Figura 9.38	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una magnitud del sismo de 7.5, simuladas numéricamente a los 40 minutos (figura superior) y a los 50 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	144
Figura 9.39	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una magnitud del sismo de 7.5, simuladas numéricamente a los 60 minutos (figura superior) y a los 70 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	145

Figura 9.40	Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami con una magnitud del sismo de 7.5, simuladas numéricamente a los 80 minutos (figura superior) y a los 90 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.....	146
Figura 9.41	Instantánea del flujo de volumen causado por el tsunami, simulada a los 40 minutos tras el terremoto, en m <sup>3</sup> /m·s. Mediterráneo Noroccidental.....	148
Figura 9.42	Instantáneas del flujo de volumen causado por el tsunami, simuladas a los 60 minutos (figura superior) y a los 80 minutos (figura inferior) tras el terremoto, en m <sup>3</sup> /m·s. Mediterráneo Noroccidental.....	149
Figura 9.43	Instantánea del flujo de volumen causado por el tsunami, simulada a los 100 minutos tras el terremoto, en m <sup>3</sup> /m·s. Mediterráneo Noroccidental....	150
Figura 9.44	Señal original. Se muestran datos como la amplitud, frecuencia, altura de ola y periodo. Mareógrafo de Ibiza.....	151
Figura 9.45	Señal filtrada. Se muestran datos como la amplitud, frecuencia, altura de ola y periodo. Mareógrafo de Ibiza.....	151
Figura 9.46	Señal original. Se muestran datos como la amplitud, frecuencia, altura de ola y periodo. Mareógrafo de l'Ampolla.....	153
Figura 9.47	Señal filtrada. Se muestran datos como la amplitud, frecuencia, altura de ola y periodo. Mareógrafo de l'Ampolla.....	153

## Índice de tablas

Tabla 2.1	Comparación entre olas comunes generadas por viento y olas tipo tsunami.....	7
Tabla 2.2	Escala de grados de tsunami según Inamura y Iida, transcrita por Wiegel. Fuente: Monge (1993).....	12
Tabla 4.1	Características del terremoto considerado para realizar la prueba. Son las requeridas por el modelo y necesarias para realizar la simulación.....	32
Tabla 4.2	Características de las mallas utilizadas para realizar la prueba con el modelo COMCOT.....	33
Tabla 5.1	Descripción y características de la malla 01 indicando los valores de longitud, latitud y las dimensiones de la malla y de cada celda.....	38
Tabla 5.2	Descripción y características de la malla 21 indicando los valores de longitud, latitud y las dimensiones de la malla y de cada celda.....	40
Tabla 5.3	Descripción y características de la malla 22 indicando los valores de longitud, latitud y las dimensiones de la malla y de cada celda.....	41
Tabla 5.4	Descripción y características de la malla 31 indicando los valores de longitud, latitud y las dimensiones de la malla y de cada celda.....	42
Tabla 5.5	Descripción y características de la malla 32 indicando los valores de longitud, latitud y las dimensiones de la malla y de cada celda.....	43
Tabla 5.6	Descripción y características de la malla 33 indicando los valores de longitud, latitud y las dimensiones de la malla y de cada celda.....	44
Tabla 5.7	Parámetros del plano de falla utilizado en el estudio.....	46
Tabla 5.8	Elevación de la superficie del mar en diferentes puntos de la costa ibicenca indicando el instante en el cual ha sido medido.....	55
Tabla 5.9	Elevación de la superficie del mar en diferentes puntos de la costa tarraconense indicando el instante en el cual ha sido medido.....	60
Tabla 6.1	Resumen del estudio de sensibilidad. En éste se muestra como varia la altura de ola máxima al variar una cierta cantidad un parámetro del plano de falla.....	73
Tabla 6.2	Parámetros del plano de falla utilizados para crear un tsunami con la mayor magnitud posible.....	74
Tabla 6.3	Elevación de la superficie del mar provocada por el tsunami de mayor magnitud posible, en diferentes puntos de la costa tarraconense indicando el instante en el cual ha sido medido.....	83
Tabla 6.4	Elevación de la superficie del mar provocada por el tsunami de mayor magnitud posible, en diferentes puntos de la costa ibicenca indicando el instante en el cual ha sido medido.....	87
Tabla 9.1	Escala de magnitud de tsunamis de Inamura que en función de la altura de la ola y los daños que estas producen en la costa.....	102

Tabla 9.2	Escala lida de magnitud de tsunamis. Propone una graduación para los tsunamis relacionando la altura máxima que alcanza la ola en tierra, con el nivel medio del mar y la energía liberada.....	102
Tabla 9.3	Clasificación y características de los tsunamis ocurridos en el mar Mediterráneo para los cuales el cálculo de la magnitud de Murty-Loomis, ML, ha sido posible.....	105
Tabla 9.4	Clasificación y características de los tsunamis ocurridos en el mar Mediterráneo noroccidental, especificando la fecha, la región, la intensidad y la altura de ola máxima.....	105
Tabla 9.5	Datos utilizados para realizar la calibración con valores de elevación de la superficie del mar obtenidos del mareógrafo y del modelo (Puerto de Ibiza).....	152
Tabla 9.6	Datos utilizados para realizar la calibración con valores de elevación de la superficie del mar obtenidos del mareógrafo y del modelo (l'Ampolla)..	154

## **1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS**

Un tsunami (del japonés TSU: puerto o bahía, NAMI: ola) es aquel fenómeno periódico generado por una perturbación externa que impulsa y desplaza verticalmente la columna de agua, originando un tren de ondas largas que se propaga a gran velocidad en todas direcciones desde la zona de origen, y cuyas olas al aproximarse a las costas alcanzan grandes alturas e importantes valores de energía.

La generación de dichos fenómenos puede ser debida, entre otros, a terremotos marinos, erupciones volcánicas y explosiones subterráneas. Desencadenada la fuerza suficiente para generar el desequilibrio de niveles en el agua, esta tiende a recuperarlo rápidamente dando lugar a la formación de olas o trenes de olas de gran extensión en longitud y escasa altura (del orden de un metro), lo que las torna imperceptibles en alta mar, aún a pesar de llevar una velocidad promedio de 700 kilómetros por hora.

A medida que se acerca a la costa sufre un fenómeno de refracción, disminuyendo la longitud de onda, disminuyendo también la velocidad, pero incrementándose considerablemente su altura. Al momento de precipitarse sobre el territorio puede hacerlo de dos formas posibles, dependiendo de la topografía y batimetría del lugar: como una masa espumosa, sin demasiada altura pero con una fuerza incontenible que arrastra todo a su paso, o como “marea viva”, a manera de ola gigantesca con un promedio de altura de 20 metros.



Figura 1.1: Imagen captada en Sumatra a la llegada del tsunami producido en el 2004 en el Océano Índico

El Océano Pacífico es propenso a la producción de tsunamis en virtud de la gran cantidad de sismos submarinos. Tan sólo en los últimos 105 años se produjeron 258 tsunamis de diferentes grados en la zona del Pacífico.

Sin embargo, han ocurrido tsunamis, en menor medida, en el Océano Atlántico, en el Índico y en el Mar Mediterráneo. El tsunami más reciente, y uno de los más importantes, se produjo en el Océano Índico en el año 2004, causando más de 250000 víctimas directas (Figura 1.1). En la península Ibérica, el tsunami generado por el sismo del 1 de noviembre de 1755 ha sido la mayor catástrofe natural que ha sufrido esta zona. El último registrado en este sector fue en el 2003, el cual fue generado en la costa argelina y afectó a la costa mediterránea.

Se puede asegurar que los tsunamis son una de las catástrofes naturales con consecuencias más devastadoras, que provocan grandes pérdidas humanas y económicas.

El objetivo principal de este estudio sobre tsunamis es poder conocer las características y las consecuencias de éstos a la llegada a la costa. La zona que se analizará será la vertiente mediterránea española. Actualmente, esta región es susceptible de sufrir las consecuencias de un tsunami generado, por ejemplo, por actividad sísmica en la costa del norte de África, en especial en Argelia. Por este motivo, existe la necesidad de obtener conocimientos a partir de estudios y simulaciones del fenómeno y de sus consecuencias en la zona afectada.

Una de las fases necesarias para establecer un conocimiento y alerta de tsunamis consiste en la simulación numérica del evento. Para llevarla a cabo, hay que tener en cuenta que en el fenómeno se pueden distinguir tres procesos físicos: generación,



propagación de aguas profundas o cerca de la fuente (epicentro) hacia la costa en aguas someras y finalmente la inundación producida en tierra firme (run-up). De éstas, la propagación es la más entendida. No sucede así con la generación y la inundación, que son etapas difíciles de modelar, ya que son procesos de carácter no lineal. Hay que destacar que la principal dificultad que se presenta cuando se pretende simular la generación de olas originadas por terremotos, es la selección de un mecanismo focal adecuado que reproduzca las características, tanto espaciales como temporales, del movimiento del fondo marino.

Por lo tanto, para simular el fenómeno, será necesario conocer las fuentes potencialmente generadoras del tsunami, tanto en localización y profundidad como en tipo de mecanismo focal, para después, con conocimiento de la batimetría, morfología costera y con varios patrones de dirección, hacer una estimación de la altura de ola en diversos puntos costeros y calcular la inundabilidad o run-up, el cual es un parámetro clave para poder determinar los daños provocados en las costas. Para esto se requiere:

- Determinar potenciales fuentes de generación de tsunamis que puedan afectar la costa de estudio.
- Caracterizar los posibles mecanismos focales de generación.
- Determinar los posibles eventos de simulación.
- Simular numéricamente estos eventos.
- Generar una base de datos con los resultados de las simulaciones.
- Estudiar los posibles daños causados por este tipo de fenómenos.

En este trabajo para realizar la simulación numérica del fenómeno, se utiliza un modelo llamado *COMCOT* que simula la vida completa de un tsunami, desde su generación y propagación hasta la inundabilidad en las regiones costeras.

El modelo en cuestión adopta el método de diferencias finitas llamado leap-frog para solucionar las ecuaciones de Shallow Water en coordenadas esféricas o cartesianas. Para ello requiere de un sistema de mallas jerarquizadas con la batimetría de las regiones abarcadas por cada una de éstas.

El trabajo está organizado del siguiente modo: en el capítulo 1 se hace una introducción al tema; en el capítulo 2 se efectúa una revisión de los antecedentes existentes en la bibliografía relativos a distintas fases de la vida de un tsunami, que son la generación, propagación e inundación de la zona costera; en el capítulo 3 se estudia la sismicidad en el mar Mediterráneo y las características de los tsunamis ocurridos en esta región; en el capítulo 4 se describe el modelo numérico empleado; en el capítulo 5 se aplica el modelo al área de estudio obteniendo los resultados; en el capítulo 6 se realiza un estudio de sensibilidad y calibración del modelo; en los últimos capítulos se exponen las conclusiones, referencias y anejos.

Además de las simulaciones correspondientes, en este trabajo también se realizará un análisis de sensibilidad para conocer la afectación en el tsunami cuando los parámetros del mecanismo fuente sufren una variación en su valor. Por último, es de gran interés preparar los resultados de este estudio de manera que se puedan realizar trabajos futuros relacionados con el fenómeno estudiado.

## 1. ESTADO DEL CONOCIMIENTO (ANTECEDENTES)

### 2.1. Mecanismo fuente

Los tsunamis pueden ser generados por varios mecanismos. Es sabido que una erupción de un volcán subacuático puede causar uno, por ejemplo el Krakatoa en 1883, así como terremotos de epicentro marino con movimientos verticales de falla, deslizamientos de tierras, explosiones submarinas, impacto de meteoritos o incluso alteraciones generadas por el hombre como pruebas nucleares o cargas explosivas submarinas.

El tipo de tsunami más común es el asociado a perturbaciones sísmicas submarinas (96% de los tsunamis observados); le siguen las erupciones volcánicas, que son responsables del 3% de ocurrencia de estos fenómenos y los deslizamientos en el talud continental, con 0.8% de ocurrencia. Las perturbaciones sísmicas submarinas es el único mecanismo que se va a contemplar en este estudio, por ser el más frecuente y el que tiene mayor probabilidad de ocurrencia en la zona analizada.

Un sismo puede ser causado por actividad volcánica, pero la mayor parte son producidos por movimientos a lo largo de las zonas de fractura asociadas con los bordes de placas. La Tierra es un planeta en actividad permanente sometido a una serie de procesos tectónicos relacionados con el movimiento de las placas litosféricas, que originan una acumulación de esfuerzos en su interior. Cuando los esfuerzos superan la resistencia del material que constituye la capa más externa de la Tierra, litosfera, ésta se rompe súbitamente liberando la energía acumulada que se propaga por el medio en forma de ondas elásticas. La ruptura se produce de una forma u otra dependiendo de los esfuerzos que gobiernen la zona.

Cuando el foco o el hipocentro del terremoto es superficial y por tanto ocurre en la corteza ( $h < 60$  km), su fractura corresponde a una falla geológica. Existen diversos tipos de fallas:

- Falla inversa. Este tipo de fallas se genera por compresión horizontal (Fig. 2.1-A). El movimiento es preferentemente horizontal y el plano de falla tiene típicamente un ángulo de 30 grados respecto a la horizontal. El bloque de techo se encuentra sobre el bloque de suelo.
- Falla normal. Este tipo de fallas se generan por tensión horizontal (Fig. 2.1-B). El movimiento es predominantemente vertical respecto al plano de falla, el cual típicamente tiene un ángulo de 60 grados respecto a la horizontal.
- Falla de desgarre. Estas fallas son verticales y el movimiento de los bloques es horizontal (Fig. 2.1-C). Estas fallas son típicas de límites transformantes de placas tectónicas. Se distinguen dos tipos de fallas de desgarre: derechas e izquierdas.

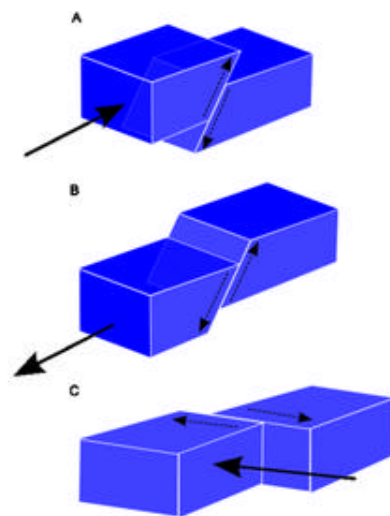


Figura 2.1: Tipos fundamentales de fallas: a) Falla inversa b) Falla normal c) Falla de desgarre (<http://www.usgs.gov>).

Derechas, son aquellas en donde el movimiento relativo de los bloques es hacia la derecha, mientras que en las izquierdas, es el opuesto. También se les conoce como fallas transversales.

- Falla rotacional o de tijeras. Es la que se origina por un movimiento de basculamiento de los bloques que giran alrededor de un punto fijo, como las dos partes de una tijera.

Cuando el hipocentro es más profundo, el terremoto ocurre en una zona de subducción, es decir en una zona de contacto de placas en la que una de ellas, la más densa, se introduce por debajo de la otra, pudiendo generar terremotos hasta a unos 700 km, que es la profundidad límite cuyas características elásticas permiten su ocurrencia. El tipo de ruptura del terreno es importante para poderse producir el tsunami y para la determinación de la intensidad de este fenómeno. La mayor parte de los sismos fuertes, que representan el 80 % de la energía total liberada en el mundo por actividad sísmica, suceden en zonas de subducción, donde una placa oceánica se desliza bajo una placa continental o bajo otra placa oceánica más joven.

El mecanismo de generación de un tsunami a partir de una falla en la que se produce un terremoto con foco superficial, se puede ver en la figura 2.2. Consiste en que, primeramente, la subsidencia o levantamiento de un bloque provoca movimiento en el fondo del mar que se transmite a la superficie del océano como un hundimiento y posterior convección o un alzamiento y posterior caída del agua. Este movimiento de la masa de agua se propaga de forma bilateral, generando un tsunami al llegar a la costa.

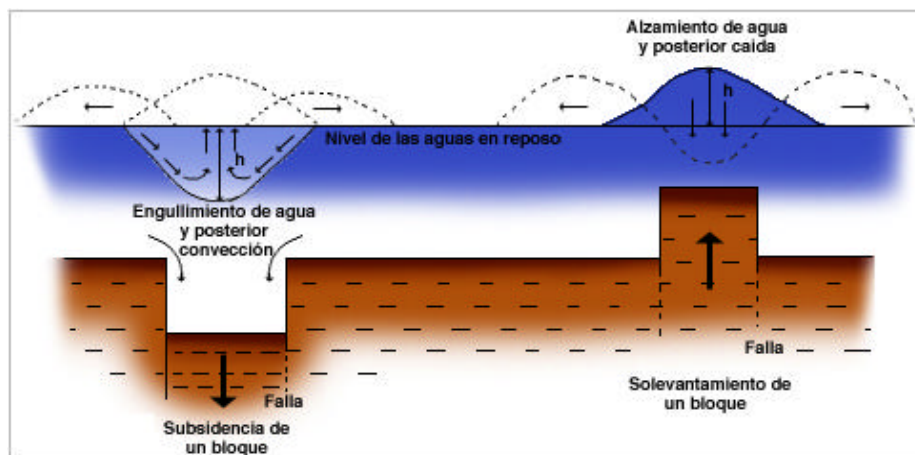


Figura 2.2: Generación de un tsunami por dislocación del fondo marino (<http://www.usgs.gov>).

No todas las perturbaciones sísmicas submarinas generan tsunamis; Leet (1948) realizó un catalogo donde agrupó 124 observaciones de tsunamis en un periodo en el cual se produjeron más de 15000 terremotos a lo largo de las costas. Hay probablemente dos razones para poder explicarlo: no todos los terremotos generan tsunamis y, segundo, algunos tsunamis producidos por actividad sísmica son de unas características tales que pasan inadvertidos. Muchos autores coinciden en que para que una perturbación sísmica submarina genere un tsunami son necesarias las siguientes condiciones:

- En primer lugar, el epicentro del sismo, o una parte mayoritaria de su área de ruptura, tiene que estar bajo el lecho marino y a una profundidad menor a 60 km (sismo superficial).

- Por otro lado, éste fenómeno debe ocurrir en una zona de hundimiento de borde de placas tectónicas, es decir, que la falla tenga movimiento vertical y no sea solamente de desgarre con movimiento lateral.
- Por último, el sismo tiene que liberar suficiente energía en un cierto lapso de tiempo, y ésta tiene que ser eficientemente transmitida.

El estado actual del conocimiento científico sobre esta última condición es insuficiente, no habiendo aún ningún modelo teórico ni método operacional totalmente satisfactorio que permita determinar de forma exacta, si un sismo es tsunamigénico (produce tsunami) o no, ni de que "tamaño" (magnitud, intensidad, o altura de olas) será ese tsunami generado. Algunos estudios afirman que el momento sísmico escalar ha de ser superior a  $10^{20}$  Nm, lo que equivale a una magnitud de 7.3 en la escala Richter. No obstante, existen terremotos que no alcanzan una gran magnitud pero que si que son capaces de generar grandes tsunamis. A pesar de ello, en la figura 2.3 se puede ver un gráfico que, de forma orientativa, muestra la relación entre la profundidad focal del terremoto y la magnitud de éste en la generación de tsunamis.

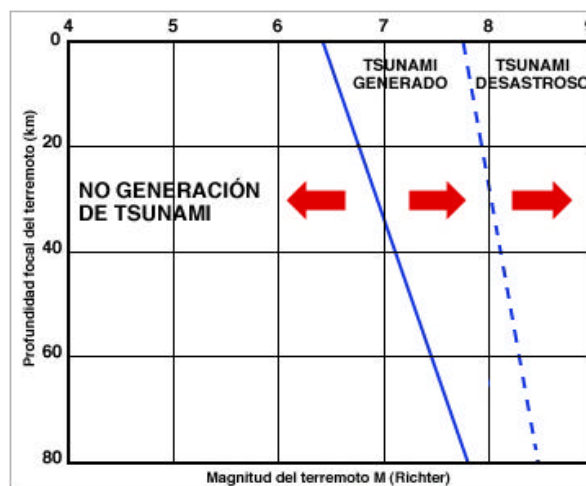


Figura 2.3: Relación entre la profundidad del foco, la magnitud del terremoto y la generación de tsunamis (<http://www.usgs.gov>).

Las observaciones realizadas afirman que, en la mayoría de los casos, los terremotos que han generado tsunamis les ha seguido una onda expansiva, han tenido una magnitud superior a 6 y su foco se encontraba situado en aguas relativamente poco profundas. Además, no hay que omitir los siguientes parámetros que también forman parte e influyen en el mecanismo de generación de tsunamis: la cantidad de movimiento vertical del suelo oceánico, el área sobre la cual ocurre y la eficiencia con la que la energía es transferida desde la corteza terrestre al agua oceánica.

Para estudiar el mecanismo de dislocación que se produce en el suelo debido a una falla, diversos autores obtuvieron expresiones. Unos de los primeros fueron Berry y Sales (1962) que obtuvieron el desplazamiento superficial del suelo debido a un cierre horizontal en un medio transversalmente isotrópico. Mayurama (1964) dio las expresiones del desplazamiento de la superficie debido a una falla extensible, tanto vertical como horizontal, para un sólido de Poisson semi-infinito. Yamazaki (1978) trató la deformación que surge en el suelo debido a dilatación en la fuente. Davis (1983) obtuvo una expresión para el desplazamiento vertical debido a una falla extensible e inclinada en un espacio medio y mostró que esta expresión se podía aproximar satisfactoriamente a una grieta extensible, aunque solamente las dislocaciones a

cizalla se pueden usar con éxito para aproximar la deformación del suelo provocado por grietas a cizalla.

Posteriormente, Evans y Wyatt (1984) encontraron una interesante relación entre los cambios en la superficie del agua asociados a una deformación superficial del suelo en una región circundante. Basándose en el mecanismo en el cual las fracturas hidráulicamente conductoras de la superficie inferior responden al cambio de la presión del líquido, sugirieron un modelo cuantitativo para explicar el comportamiento de grieta extensible. Este trabajo tuvo importantes implicaciones para las mediciones de la deformación de la corteza, ya que proporciona una base física para entender una importante parte del ruido al producirse un movimiento en la corteza. Se sabe que la precipitación o caída es el factor que provoca más ruido en el movimiento de la corteza, tanto para corto periodo como para el más largo (Kasahara et al., 1983). Okada (1985) presentó expresiones analíticas de las dislocaciones, tensiones e inclinaciones superficiales debidas al cizallamiento inclinado y a las fallas extensibles en un espacio medio para fuentes u orígenes rectangulares finitos. El mismo autor afirmó que, para un terremoto, los parámetros principales que controlan la amplitud inicial, en una localización dada, son el ángulo de la falla, que determina la dirección de la onda, la profundidad focal, la extensión del área rota, la dirección de la grieta a lo largo de la falla y la dimensión de la obertura. Según Ioualalen (2007), la relación entre el terremoto y la deformación del suelo oceánico es, sin embargo, no directa porque algunas funciones de la transferencia no se conocen con exactitud. En conclusión, es difícil estimar la deformación localizada del fondo oceánico provocada por un terremoto. Además, afirma que la representación de Okada (1985) con frecuencia caracteriza la deformación del suelo oceánico, pero que obliga a que el medio implicado sea homogéneo, y esta suposición ocasionalmente es inadecuada. A pesar de ello, se considera que las expresiones obtenidas por Okada se ajustan satisfactoriamente a la deformación o movimiento que sufre el suelo al producirse los fenómenos nombrados.

La principal dificultad reside en trasladar este movimiento a la superficie del océano, es decir, estimar la manera por la cual la deformación del suelo oceánico afecta a la columna de agua. Generalmente, se suelen considerar las dos deformaciones como idénticas. Una formulación o una simulación más compleja de estas funciones de transferencia requerirían redes de observación mucho más elaboradas y extendidas que las existentes.

En este estudio se utiliza la teoría de Okada (1985) para la simulación de la deformación del suelo oceánico. Además, se asume que la superficie del océano tendrá la misma deformación que el suelo.

## 2.2. Propagación

En el desarrollo de un tsunami, desde su aparición, se distinguen tres etapas (Voit, 1987):

- Formación de la onda debido a la causa inicial, y a su propagación cerca de la fuente.
- Propagación libre de la onda en el océano abierto, a grandes profundidades.
- Propagación de la onda en la región de la plataforma continental, donde, como resultado de la menor profundidad del agua, tiene lugar una gran deformación del perfil de la onda, hasta su eventual rompimiento e inundación sobre la playa.

Por consiguiente, la propagación es uno de los factores fundamentales para poder conocer el desarrollo de un tsunami, desde su formación hasta la llegada a la costa. Influyen en ésta factores como la difracción, reflexión, refracción y, también la batimetría.

El desplazamiento vertical originado por el terremoto en el fondo marino induce, en la superficie del agua, un movimiento ondulatorio de carácter estacionario. Estas olas son muy diferentes a las generadas por el viento: la principal diferencia es la longitud de onda o distancia entre crestas sucesivas. La longitud de onda de los tsunamis, varios cientos de kilómetros, es mucho mayor que en el caso de las olas de viento y está directamente relacionado con el tamaño del terremoto. En la tabla 2.1 se muestran las diferencias entre una ola de viento y un tsunami:

Característica	Tsunami	Ola común
Longitud de onda	De 150 a 100 km	90 m O. Atlántico 300 m O. Pacífico
Velocidad máxima	900 km/h y más	< 100 km/h
Período	De 10 a 90 min.	< 15 seg.
Altura o amplitud		
- Mar adentro	Pocos centímetros	< 13 m
- Costa	1-30 m	< 6 m

Tabla 2.1: Comparación entre olas comunes generadas por viento y olas tipo tsunami.

Además, la profundidad de las aguas oceánicas por las que viajan los tsunamis es muy inferior a su longitud de onda. Esta propiedad (denominada "de onda superficial") hace que su velocidad de propagación dependa, en primera aproximación, exclusivamente de la profundidad. Esto permite determinar la velocidad de propagación para todos los puntos del océano en que se conozca la profundidad, y a su vez determinar el tiempo de viaje del tsunami entre dos lugares (en particular el de origen y el de llegada a la costa), a lo largo de una trayectoria que pase por esos puntos. La trayectoria de propagación más cercana a la realidad es el arco de gran círculo que pasa por ambos puntos. La celeridad de las olas puede determinarse por la ecuación

$$c = \sqrt{g \cdot h} \quad (2.1)$$

donde  $h$  es la profundidad y  $g$  la gravedad terrestre ( $9,8 \text{ m/s}^2$ ). A las profundidades típicas de 4-5 km las olas viajarán a velocidades en torno a los 600 km/h o valores superiores. Su amplitud superficial o altura de la cresta  $H$  puede ser pequeña pero la masa de agua que agitan es enorme y por ello su velocidad es tan grande y, no sólo eso, la distancia entre picos también lo es. Es habitual que la longitud de onda de la cadena de maremotos sea de más de 200 km. El período de la onda puede durar desde menos de diez minutos hasta media hora o más. Cuando la ola entra en la plataforma continental, la disminución drástica de la profundidad hace que su velocidad disminuya y empiece a aumentar su altura. Al llegar a la costa la velocidad habrá decrecido hasta unos 50 km/h, mientras que la altura ya será de unos 3 a 30 m dependiendo del tipo de relieve que se encuentre. La longitud de onda también disminuirá cerca de la costa.

A continuación se puede ver una imagen de la propagación de las olas del tsunami. Se muestra la relación entre la profundidad del fondo marino, la longitud de onda y la velocidad del tsunami, considerando ondas de periodo próximo a 1000 s. Aunque los valores son correctos, las distancias dibujadas no son proporcionales.

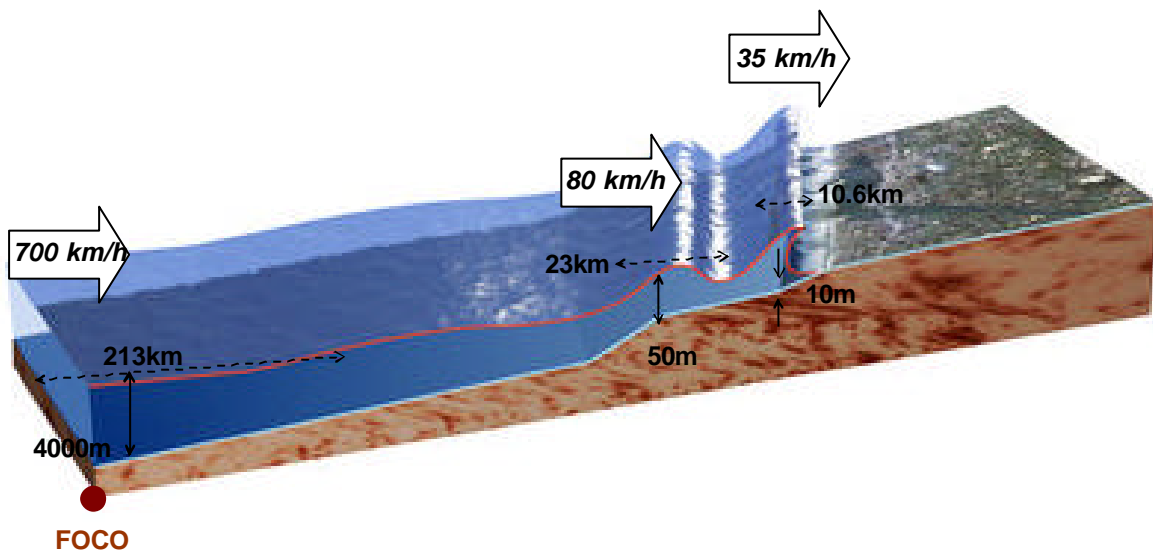


Figura 2.4: Propagación de las olas del tsunami. Relación entre la profundidad, la longitud de onda y la velocidad del tsunami.

Debido a que la onda se propaga en toda la columna de agua, desde la superficie hasta el fondo, se puede hacer la aproximación a la teoría lineal de la hidrodinámica. Así, el flujo de energía  $F$  se calcula a partir de

$$F = \frac{1}{8} \rho \cdot g^{3/2} \cdot H^2 \cdot h^{1/2} \quad (2.2)$$

donde  $\rho$  es la densidad del fluido y  $H$  la altura de ola. La teoría lineal predice que las olas conservarán su energía mientras no rompan en la costa. La disipación de la energía cerca de la costa dependerá, como se ha dicho, de las características del relieve marino. La manera como se disipa dicha energía antes de romper depende de la relación  $H/h$  sobre la cual hay varias teorías. Una vez llega a tierra, la forma en que la ola rompe depende de la relación  $H/L$ , siendo  $L$  la longitud de onda, también

conocida como peralte de una ola. En el caso de un tsunami,  $L$  siempre es mucho mayor que  $H$ , por lo tanto las olas romperán como lo hacen las olas bajas y planas. Esta forma de disipar la energía es poco eficiente y lleva a la ola a adentrarse tierra adentro como una gran marea. Cuanto más abrupta sea la costa más altura alcanzará, pero seguirá teniendo forma de onda plana. Se puede decir que hay un trasvase de energía cinética a potencial; la ola se frena pero gana altura.

Debido a que la energía de los tsunamis producidos por una dislocación del fondo marino es casi constante, pueden llegar a cruzar océanos y afectar a costas muy alejadas del lugar del suceso. Dependiendo de la distancia que deben recorrer las ondas oceánicas, desde su lugar de origen hasta el punto en que afectan las costas, los tsunamis se clasifican en tres tipos:

- Locales: si la zona de generación está a menos de una hora de arribo de la costa.
- Regionales: si la distancia no excede los 1.000 kilómetros, tardando sólo algunas horas en llegar a la costa.
- Lejanos (o Remotos): si la zona de generación y la costa afectada están en extremos opuestos del océano o a más de 1.000 kilómetros.

La trayectoria de las ondas puede modificarse por las variaciones del relieve abisal, fenómeno que no ocurre con las olas superficiales. En los tsunamis tectónicos, al producirse el desplazamiento vertical de una falla, la onda que generan suele ser un tanto especial. Su frente de onda es recto en casi toda su extensión, sólo en los extremos se va diluyendo la energía al curvarse. La energía se concentra, pues, en un frente de onda recto, lo que hace que las zonas situadas justo en la dirección de la falla se vean relativamente poco afectadas, en contraste con las zonas que quedan barridas de lleno por la ola, aunque éstas se sitúen mucho más lejos. El peculiar frente de onda es lo que hace que la ola no pierda energía por simple dispersión geométrica, sobre todo en su zona más central. Sí existe, de hecho, cierta dispersión pero, sobre todo, se concentra en las zonas más alejadas del centro del frente de onda recto.

Para simular la propagación de tsunamis, diversos autores han utilizado diferentes modelos basados en las ecuaciones de ondas para profundidades reducidas (shallow water). Hwang et al. (1972), Houston y Garcia (1974) y Houston et al. (1975), usaron modelos en diferencias finitas, resolviendo las ecuaciones lineales de ondas largas para estudiar la propagación de tsunamis en mar abierto. Houston (1978) utilizó un modelo de elementos finitos para el estudio de propagación de tsunamis en el archipiélago de Hawai, mostrando que las ecuaciones lineales de ondas largas gobiernan la generación y propagación a través del océano profundo y sobre la plataforma continental de un tsunami, antes de que la amplitud se incremente hasta un valor grande. Hammack y Segur (1978) mostraron que para olas unidimensionales, las ecuaciones lineales de ondas largas gobiernan el movimiento de un tsunami en toda su propagación, excepto después de que la amplitud crezca hasta un valor elevado. Garcia (1978) efectuó un análisis de la propagación de los tsunamis, aplicando el método de los elementos finitos basado en las ecuaciones shallow water. En su estudio, despreció los efectos de la fuerza de Coriolis y de la fricción por fondo, ya que, según su opinión, tienen escasa influencia sobre el comportamiento del tsunami; asimismo, afirma que en aguas profundas, el término de inercia puede ser despreciado, pero que al aproximarse a tierra, debería tenerse en cuenta el efecto de los términos convectivos. Alexeev et al. (1978), también sostienen que la no linealidad y la dispersión en la propagación de tsunamis, pueden ser despreciadas en condiciones offshore, por lo que en mar abierto puede utilizarse la teoría lineal. 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 mismo autor sostiene que la mejor forma de simular la propagación de un tsunami es mediante las ecuaciones de Boussinesq. Warren y Bundgaard (1987) mostraron asimismo que los modelos basados en las ecuaciones de Boussinesq, tales como los propuestos por Abbott et al. (1973, 1981) son capaces de simular la propagación de tsunamis. Sierra y Sánchez-Arcilla (1991) utilizaron un modelo de propagación basado en ecuaciones tipo Boussinesq (ecuaciones para ondas de superficie libre en aguas poco profundas), para la simulación de un tsunami en el estrecho de Gibraltar. Concluyeron que el modelo numérico utilizado era válido para simular la propagación de estos fenómenos.

En este estudio, se propone utilizar una adaptación de un modelo de ondas largas tipo Boussinesq a la propagación de tsunamis mediante mallas anidadas.

### 2.3. Inundabilidad (run-up)

Cuando el tsunami alcanza la costa, se producen diversos fenómenos de los que destacan la inundación de la misma y la resonancia portuaria. El tsunami, cuando inunda la costa, lo hace con gran velocidad, implicando a una gran masa de agua y llegando a cotas superiores a lo habitual; por este motivo provoca importantes efectos destructivos en tierra firme. Estos efectos se deben a los siguientes factores:

- Efectos hidrostáticos que provocan el levantamiento y arrastre de algunas estructuras ligeras (tejados, puentes de madera...).
- Efectos hidrodinámicos del agua que causan la destrucción de edificios, arrastre de tierras, vegetación, automóviles, barcos, etc.
- Fuerzas de impacto debido a la onda líder del tsunami, la cual presenta una forma de cuña alargada y su fuerza por inundación se incrementa gradualmente sobre la estructura.
- Fuerzas de impacto causadas por edificios, botes, vehículos, tanques de combustible, árboles o cualquier elemento arrastrado por el agua.

Por lo tanto, uno de los parámetros más importantes para cuantificar la inundación será el nivel más alto alcanzado por el agua de un tsunami, denominado run-up. Éste se define como la diferencia máxima entre la altura del punto de penetración máxima del tsunami (línea o límite de inundación) y el nivel del mar al momento del ataque del tsunami. Un run-up máximo se mide para cada costa o puerto diferente afectado por el tsunami. Este concepto, y muchos otros relacionados con el run-up, están reflejados en la figura 2.5.

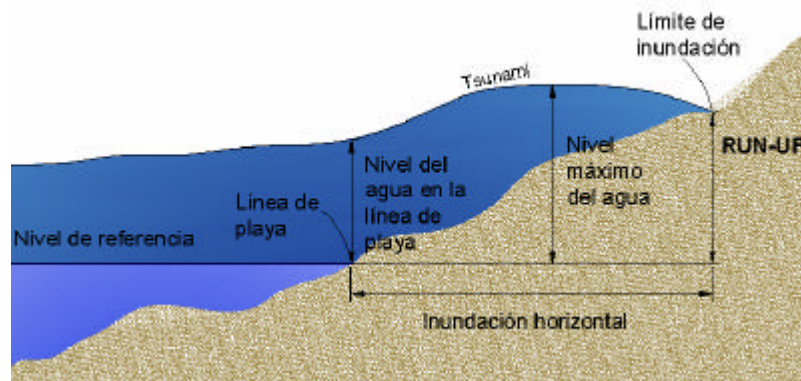


Figura 2.5: Esquema de la inundación provocada por un tsunami, indicando conceptos relevantes como el run-up o la inundación horizontal.

El run-up de un tsunami en el punto de impacto depende de cierto número de factores: de como se enfoca la energía, del trayecto de las olas, de la configuración de la costa, y de la topografía del terreno emergido. Las costas con grandes pendientes acusan valores de inundación horizontal pequeños y run-ups elevados; ésta es la razón por la que las costas rocosas y las protegidas (por elementos como arrecifes de coral, obras marítimas,...) tienen un área de inundación menor.

Al igual que en el caso de los terremotos, para determinar el tamaño o magnitud de un tsunami existen distintos criterios, todos ellos basados en la altura que alcanza la ola.

Esta medida se puede llevar a cabo mediante mareógrafos o mediante medidas directas sobre el terreno pero, en ambos casos, las alturas absolutas dependerán del nivel de marea en el momento de la llegada del tsunami. Si se consideran medidas directas, aparecen los conceptos de altura de inundación (altura que tiene la ola en tierra medida sobre el nivel del mar), distancia de inundación (distancia horizontal en tierra medida desde la costa) y el run-up.

Para expresar la magnitud de un tsunami, diversos autores han creado escalas de grados de intensidad. Imamura (1949) propuso una escala en función de la altura de la ola y los daños que estas producen en las áreas costeras. Iida (1963) definió una escala de grados de tsunami, relacionando la máxima altura de subida que alcanza en tierra la ola (run-up), medida sobre el nivel medio del mar, y la energía de los tsunamis correspondiente a diferentes grados de intensidad. Ambas escalas de magnitud están expuestas en los Anejos. Posteriormente, Wiegel (1970) combinó las escalas propuestas por Imamura y Iida. Como se observa en la tabla 2.2, adicionó a la escala de Imamura la cota máxima de inundación  $R$ , run-up, definida por Iida.

Grado tsunami $M$	Altura de ola $H$ (metros)	Cota máxima de inundación $R$ (metros)	Descripción de los daños
0	1 - 2	1 - 1.5	No produce daños.
1	2 - 5	2 - 3	Casas inundadas y botes destruidos son arrastrados.
2	5 - 10	4 - 6	Hombres, barcos y casas son barridos.
3	10 - 20	8 - 12	Daños extendidos a lo largo de 400 km de la costa.
4	> 30	16 - 24	Daños extendidos sobre más de 500 km a lo largo de la línea costera.

Tabla 2.2: Escala de grados de tsunami según Imamura y Iida, transcrita por Wiegel. Fuente: Monge (1993)

La altura de la ola  $H$  corresponde a la diferencia de nivel entre cresta y seno. Por otra parte, la cota máxima de inundación  $R$ , corresponde al lugar de la costa donde los efectos del tsunami son máximos. Abe (1981) introdujo el concepto de magnitud del tsunami, que es directamente proporcional a la máxima amplitud. Otro concepto importante para clasificar y describir a un tsunami es la intensidad de éste. Este concepto está definido en el siguiente capítulo.

Para determinar la inundabilidad o run-up de olas largas, como los tsunamis, se han realizado diversos estudios tanto teóricos como experimentales. Entre los primeros trabajos experimentales realizados destacan los mostrados por Hall y Watts (1953) y Camfield y Street (1969) los cuales fueron usados para verificar los resultados analíticos y la exactitud de modelos numéricos (Li y Raichlen, 2001). La fórmula empírica de Hall y Watts (1953) para el cálculo del run-up de una ola solitaria para una pendiente impermeable de  $45^\circ$  es:

$$\frac{R}{d} = 3.1 \left( \frac{H}{d} \right)^{1.15} \quad (2.3)$$

donde  $R$  es la altura del run-up de la ola,  $d$  es la profundidad, y  $H$  es la altura de la ola. La expresión anterior es para olas que no rompen. Carrier y Greenspan (1958) solucionaron analíticamente las ecuaciones para shallow water y obtuvieron las soluciones para predecir el run-up de olas largas sobre playas lisas y planas. Kirkgöz (1983) estudió de forma teórica la rotura y el run-up de ondas oscilatorias de largo periodo que se propagan sobre una playa con una pendiente del 10% y, además, solucionó ecuaciones de onda no lineales para shallow water usando el método de las características. Obtuvo la altura del run-up para playas rugosas e impermeables. Synolakis (1986, 1987) investigó teóricamente el run-up para olas largas que no rompen y obtuvo la ley siguiente para la predicción del run-up de olas solitarias sobre una playa lisa y plana:

$$\frac{R}{d} = 2.831 \sqrt{\cot \beta} \left( \frac{H}{d} \right)^{5/4} \quad (2.4)$$

donde  $\beta$  es el ángulo de inclinación de la playa. Esta relación modela los datos del laboratorio de forma satisfactoria.

Kobayashi et al. (1987) desarrollaron un modelo numérico para predecir las características de flujo sobre pendientes rugosas para trenes de onda incidente. Solucionaron las ecuaciones de amplitud finita en shallow water, incluyendo los efectos de fricción, utilizando Lax-Wendroff, un método de diferencias finitas explícito.

Kobayashi et al. (1990) investigaron el run-up y la reflexión para una ola irregular incidente en una pendiente de 1:3, rugosa e impermeable. Liu (1991) resumió estudios experimentales y teóricos sobre el fenómeno del run-up. Zelt (1991) investigó el run-up de olas solitarias sobre playas planas e impermeables a partir de elementos finitos Lagrangianos con un modelo de onda tipo Boussinesq. Kaistrenko et al. (1991) presentaron un análisis del run-up de olas largas que no rompen sobre pendientes impermeables y lisas. Müller (1995) obtuvo la siguiente expresión del run-up para olas solitarias:

$$\frac{R}{d} = 1.25 \left( \frac{p}{2b} \right)^{0.2} \left( \frac{H}{d} \right)^{1.15} \left( \frac{H}{L} \right)^{-0.15} \quad (2.5)$$

donde la  $L$  es la longitud de onda,  $R$  es el run-up,  $d$  la profundidad y  $H$  la altura de la ola. Titov y Synolakis (1995) presentaron una nueva malla variable para la formulación en diferencias finitas de las ecuaciones de olas para profundidades reducidas que permiten el cálculo de la evolución de olas que rompen. El método es simple, explícito, y directo, y se ajusta perfectamente a los datos del máximo run-up para olas que rompen y no rompen obtenidos en el laboratorio. El método también predice perfiles de evolución de ola que modelan suficientemente bien las observaciones de laboratorio. La simplicidad computacional y la eficacia de este método lo hacen conveniente para cálculos con topografía bidimensional (de 2D). Los autores se refirieron a este modelo como VTCS-2.

Grilli et al. (1997) implementaron el run-up sobre pendientes de 1:100 a 1:8 utilizando un modelo de onda experimentalmente validado y no lineal basado en ecuaciones de flujo potenciales para shoaling y rotura de olas solitarias. En ninguna ola se produce rotura para pendientes superiores a 12°. Kanoglu y Synolakis (1998) estudiaron analíticamente y experimentalmente la evolución de las olas largas y el run-up sobre batimetrías en 2D con el objetivo de entender los efectos costeros de olas gigantes. Maiti y Sen (1999) describieron un algoritmo numérico de simulación de tiempo para

analizar de forma no lineal, olas solitarias que actúan recíprocamente con el plano de la playa para todo tipo de pendientes, empleando un método mixto de tipo Euler-Lagrange.

Se ha descubierto que la altura del run-up es crucialmente dependiente del peralte de ola y de la pendiente del plano incidente. Se han estudiado las presiones y fuerzas ejercidas sobre las paredes impermeables de las diferentes pendientes para olas solitarias para shallow water. Pelinovsky et al. (1999) estudiaron el run-up, para olas de tsunami sobre una pared vertical en una bahía en diferentes secciones transversales, usando ecuaciones de shallow water. La relación analítica entre el run-up en una pared vertical y la altura de la ola incidente es la siguiente ( $z_0$ ):

$$\frac{R}{z_0} = 2 + \frac{1}{2} \frac{z_0}{d} \quad (2.6)$$

Teng et al. (2000) realizaron un estudio experimental para investigar la carrera máxima de olas solitarias que no rompen tanto sobre playas lisas como sobre playas planas y rugosas. Li y Raichlen (2001) estudiaron el run-up de olas solitarias sobre una playa plana y uniforme conectada a un océano abierto de profundidad constante. Las olas no rompen durante el proceso de inundabilidad. Una solución no lineal de la ecuación clásica de aguas someras, que describe las características de ola sobre la playa, fue obtenida analíticamente usando una transformación Hodo-gráfica<sup>1</sup>. Melito y Melby (2002) realizaron un estudio experimental para investigar el run-up y la respuesta de transmisión de una capa de armadura CORE-LOC<sup>2</sup> para olas irregulares. Carrier et al. (2003) evaluaron el run-up de los tsunamis sobre una playa inclinada y uniforme a partir de la teoría de olas en shallow water, la cuál es totalmente no lineal.

Otros autores como Gedik et al. (2005), a partir de un estudio experimental, obtuvieron diferentes relaciones entre el run-up y la profundidad. Una expresión interesante extraída de este estudio para playas no acorazadas se muestra a continuación:

$$\frac{R}{d} = 4 \times 10^{-4} \left( H \frac{G_{sp}}{D} \cot \mathbf{b} \right)^{0.921} \quad (2.7)$$

donde incluye la dimensión de la altura de ola ( $H$ ), la densidad específica de la arena de la playa ( $G_{sp}$ ), el diámetro de la arena ( $D$ ) y el ángulo de la pendiente ( $\mathbf{b}$ ). Posteriormente, ha habido diversos autores que han publicado diferentes expresiones del run-up, todas ellas similares a las expuestas en este apartado.

---

<sup>1</sup> transformaciones que intercambian los papeles de un número diferente de variables dependientes e independientes en los sistemas de ecuaciones no lineales en derivadas parciales de primer orden.

<sup>2</sup> unidad prefabricada de hormigón utilizada como elementos de coraza para rompeolas y protecciones costeras.

## **2. SISMICIDAD EN EL MEDITERRANEO**

### **3.1. Descripción de las características sísmicas del Mediterráneo**

El Mediterráneo, en toda su amplitud, es una región sísmicamente muy activa, con muchas zonas con un alto riesgo de ocurrencia de sismos y con probabilidades moderadas de generación de tsunamis.

Durante los 2.000 años de la era cristiana, se han producido una veintena de tsunamis en aguas del Mediterráneo, causando numerosas víctimas. En el año 551, uno de estos cataclismos azotó la costa que ahora bordea Líbano y Siria. Otros dos maremotos asolaron Egipto en los siglos IV y XIV. Más contemporáneo, en la costa italiana de Messina, en 1908 tuvo lugar un terremoto submarino provocando miles de muertos.

El 80% de los tsunamis tienen como punto de origen el océano Pacífico, el 10% el Índico y entre el 5% y el 10% el mar Mediterráneo. Estos últimos tienen una intensidad menor. Hay que distinguir diferentes regiones dentro del mar Mediterráneo: la parte occidental y la oriental, esta última con un número elevado de fallas que han provocado numerosos terremotos y tsunamis a lo largo de la historia.

Este documento sólo se centrará en la región occidental, que es la que afecta a la costa de estudio. El Mediterráneo Occidental está situado en una zona de colisión entre las placas tectónicas europea y africana. La tasa de convergencia es moderada y, por lo tanto, los terremotos, que son resultado de este movimiento, se producen, afortunadamente, con poca frecuencia.

El litoral español se encuentra expuesto a dos distintas fuentes de generación de tsunamis. Se identifican como zonas tsunamigénicas que pueden afectar a las costas españolas la zona correspondiente a la vertiente Atlántica y la correspondiente a la vertiente Mediterránea.

La primera está relacionada con la dorsal centro-oceánica. Se distinguen dos áreas, una situada en la mitad occidental del océano a partir de la dorsal media, que es la parte activa del Caribe, Cuba y Antillas y la segunda, en la mitad oriental del Atlántico, que se extiende a través de la fractura Azores-Gibraltar en dirección a la Península Ibérica, teniendo especial interés la parte suroeste del Cabo San Vicente. Esta segunda es la más importante y en ella se han localizado las fuentes de importantes maremotos que han afectado a la Península Ibérica. En general la fuente tsunamigénica de la vertiente Atlántica afecta principalmente a la costa sur-occidental española y la franja situada al norte del Banco de Gorringe.

Esta zona no afecta a la región estudiada en este trabajo, pero es interesante conocerla, ya que los tsunamis generados en esta zona del Atlántico, aunque no son frecuentes, al menos si han demostrado ser desastrosos.

La zona importante para este análisis es la correspondiente a la vertiente Mediterránea. La actividad sísmica en el Mediterráneo comenzó con la colisión entre las placas europea y africana en el Cretáceo (hace 70 a 100 millones de años) y duró hasta el Mioceno (hace 5 o 6 millones de años). Desde el Mioceno hasta la actualidad, las placas han seguido colisionando, pero el movimiento se ha hecho más lento. Relacionada con el contacto de placas Africana y Euroasiática, toda la región mediterránea se caracteriza por la presencia de microplacas, de lo que resulta un

modelo geodinámico muy complejo, ya que las microplacas se mueven unas contra otras. Estos procesos tectónicos de las placas siguen todavía activos en algunas zonas (Mediterráneo Oriental) o han desaparecido en otras (Mediterráneo Occidental). En las Azores, situadas en el Atlántico, coinciden tres placas: la norteamericana, la europea y la africana. Desde estas islas se inician una serie de fallas de desplazamiento horizontal que cruzan el estrecho de Gibraltar y el sur de España. El sistema de fallas se extiende entre el mar de Alborán y el oeste de Sicilia, con empujes en la planicie desde el este hacia el oeste. Por lo tanto, presenta una zona de moderada sismicidad en el Mar del Alborán y la costa Norte-Africana de elevada sismicidad. Fuente también generadora de tsunamis en el Mediterráneo es la costa de Argelia, concretamente las ciudades de Argel y Bourmerdes.

Los tsunamis que afectan el litoral mediterráneo español son, en general, de origen cercano. Éstos, aunque cuentan con una mayor probabilidad de ocurrencia comparados con los generados en el Atlántico, no se clasifican como desastrosos. Hay estudios que proponen como frecuencia media de ocurrencia en la zona mediterránea la de un tsunami de baja intensidad cada 25 años. Sin embargo, entre otros, generan problemas de operación en algunas zonas portuarias, incrementando el riesgo de contaminación ambiental como es el caso de las terminales petroleras y carburantes. A esto hay que añadir la inundación de zonas bajas del litoral, como son las zonas de playas, donde se pueden generar elevaciones del nivel del mar y sistemas de corrientes peligrosas para los bañistas.

Se ha identificado, como área de estudio, la costa mediterránea española, y por lo tanto, la zona de generación de los posibles tsunamis que pueden afectar a ésta es la costa del norte de África y en especial Argelia. Se pueden generar tsunamis que afecten esta región desde otros puntos del Mediterráneo, pero con una menor probabilidad de ocurrencia.

Hay varios ejemplos de terremotos producidos en la costa del norte de África que han generado tsunamis. Se pueden resaltar dos terremotos ocurridos en 1974 y 1980 (El Asnal, Argelia) de magnitudes 6.8 y 7.3, respectivamente, y coordenadas aproximadas de 36.2 N, 1.4 E. El tsunami originado por el terremoto de 9 de septiembre de 1974 tuvo una amplitud de 55 cm en diversos mareógrafos de la costa mediterránea. El tsunami del 10 de octubre de 1980 tuvo unas características similares al anterior y ninguno de los dos produjo daños. Más recientemente, el 21 de mayo de 2003, sucedió un terremoto 250 km al oeste de los anteriores, de magnitud  $M_w=7.1$ , que generó un movimiento del mar percibido ampliamente en numerosos lugares de la costa mediterránea española, produciendo numerosos daños en el puerto de Mahón.

Para poder interpretar correctamente los datos, primeramente se expondrán a continuación los conceptos básicos de los mecanismos focales. Existen dos formas de análisis de los mecanismos focales: si se atiende al análisis dinámico, lo que interesa es la reconstrucción del campo de esfuerzos que controla la evolución de las estructuras en el área. El análisis cinemático, por su parte, se aboca a la identificación del plano sobre el cual se ha producido el movimiento y a la determinación de la orientación del vector deslizamiento. Este último es el que se utilizará en este estudio. La figura 3.1 muestra el significado de los indicadores utilizados para describir los mecanismos focales.

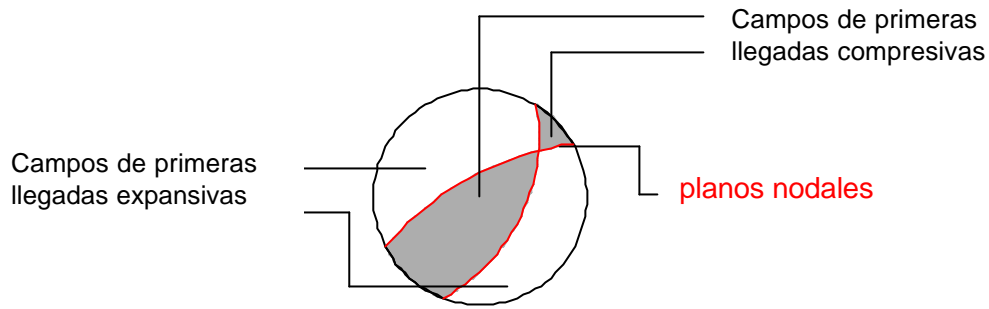


Figura 3.1: Demarcación de los campos de primeras llegadas compresivas y expansivas. Determinación de los planos nodales.

A partir de esta información se puede obtener la orientación de los planos nodales, individualizar cual de ellos es el que más probablemente haya sido activado (en función del conocimiento geológico del área en la zona donde tuvo lugar el sismo) y determinar la orientación del vector desplazamiento sobre el plano de falla. La figura que se muestra a continuación expone los mecanismos focales de los terremotos de los catálogos MT<sup>3</sup> (azul) y la base de datos EMMA<sup>4</sup>.

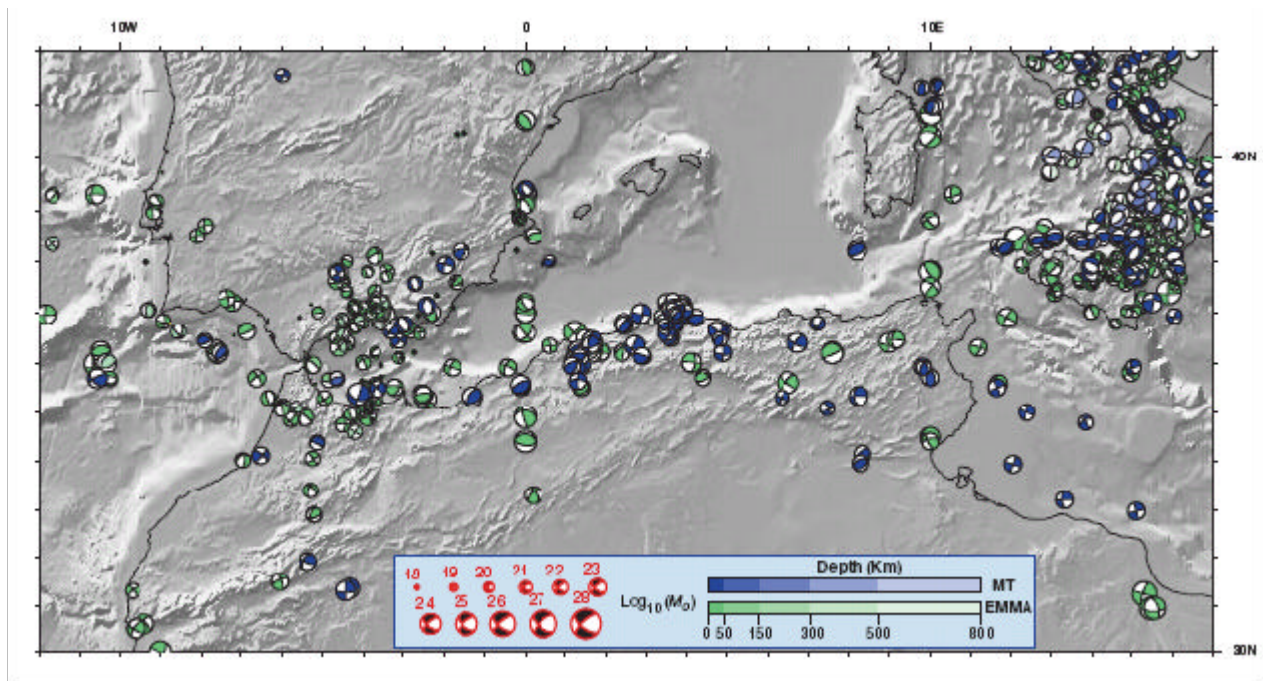


Figura 3.2: Mediterráneo Occidental y la zona del Norte de África. Mecanismos focales de los terremotos de los catálogos MT (azul) y la base de datos EMMA.

De la figura 3.2 se puede confirmar, primeramente, el grado de sismicidad del Mediterráneo Noroccidental y por lo tanto de la costa Argelina. A partir de la figura, también se percibe una zona sísmica importante situada en el Mar del Alborán cerca del estrecho de Gibraltar. Esta región puede provocar tsunamis también pero de menor intensidad, ya que la porción del mar afectada es reducida. En la misma figura se observa también que los terremotos generados en Argelia corresponden al tipo de mecanismo focal que se muestra en la figura 3.3.

<sup>3</sup> Global Centroid Moment Tensor, catálogo de terremotos

<sup>4</sup> Earthquake Mechanisms of European Area, base de datos



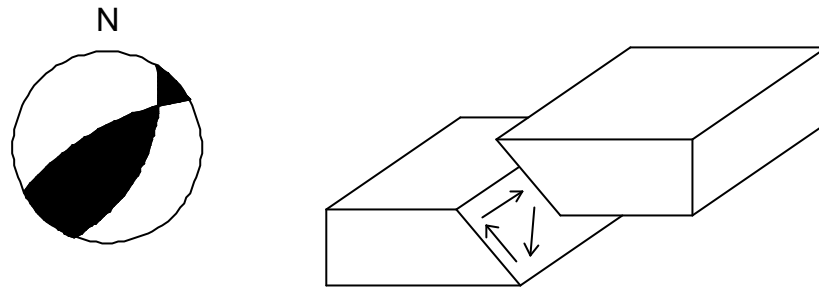


Figura 3.3: Falla inversa con componente de desplazamiento sinistral

Es una falla de tipo inverso con componente de desplazamiento sinistral, en el que un bloque se monta sobre el otro con un cierto desplazamiento lateral. El resultado de este tipo de falla es un acortamiento respecto a la longitud inicial de los dos bloques. Este tipo de fallas son propicias para la generación de tsunamis, ya que existe un desplazamiento vertical del terreno del fondo marino. Otro tipo de fallas como las horizontales, que sólo tienen movimiento en esa dirección, no son factibles para la generación de tsunamis ya que no existe una componente de movimiento vertical.

Esta información, proporcionada por los mecanismos focales, es necesaria pero insuficiente para simular correctamente el mecanismo fuente del tsunami. Se precisa conocer otras variables como la magnitud del sismo, la situación del epicentro o la longitud de la falla, entre otras. Todos estos parámetros definen completamente el terremoto y se exponen en capítulos posteriores.

### 3.2. Tsunamis en el Mediterráneo

Existen relaciones entre magnitud del tsunami y magnitud del sismo para el área del Mediterráneo. Murty y Loomis (1980) propusieron una expresión para el cálculo de la magnitud de los tsunamis. Ésta se muestra a continuación:

$$ML = 2 \log_{10}(E - 19) \quad (3.1)$$

donde  $E$  es la energía potencial del tsunami en ergios<sup>5</sup>. Pocos tsunamis se han generado en el mar Mediterráneo desde la aparición de la expresión 3.1. En los que se ha podido medir esta variable, se ha realizado una relación de ésta con la magnitud del sismo y con la altura de las olas del tsunami a la llegada a la costa (figura 3.4).

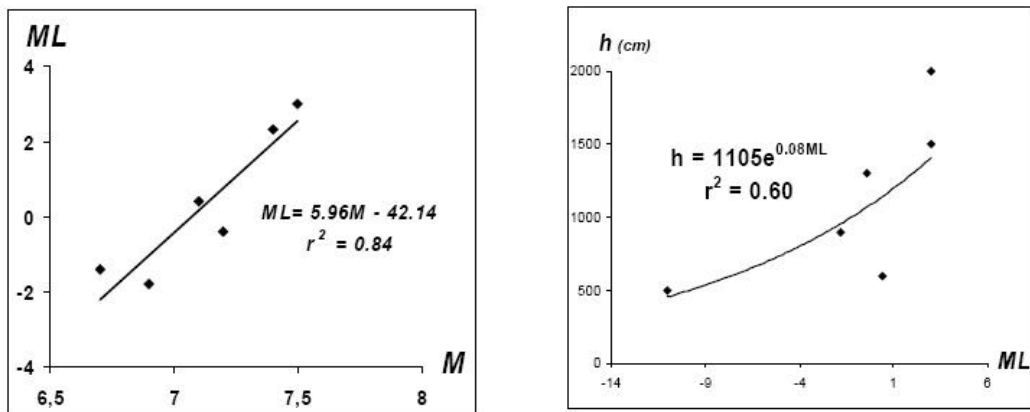


Figura 3.4: Relaciones entre la magnitud del tsunami ML, calculada por Murty-Loomis (1980) y la magnitud del sismo M (izquierda) y entre la altura de ola h y ML en el mar Mediterráneo (derecha)

Tal y como se puede esperar, la magnitud del tsunami es lineal con el aumento de la magnitud del terremoto. La máxima altura de ola parece aumentar exponencialmente con la ML, pero la correlación es pobre. Los datos de los tsunamis utilizados para realizar estos gráficos se encuentran en los Anejos. Para el caso del Mediterráneo, no existe una relación entre la magnitud de un tsunami y la intensidad de éste, por ese motivo ambas variables se analizan por separado.

A partir de la larga experiencia sísmica, Papadopoulos e Imamura (2001) propusieron el establecimiento de una nueva escala de intensidad para tsunamis con 12 divisiones, que está basada en los siguientes principios:

- Independencia de cualquier parámetro físico. Un ejemplo es la intensidad que es definida a partir solamente del impacto de la onda del tsunami.
- Sensibilidad. Incorpora una cantidad adecuada de divisiones o puntos para poder describir incluso las pequeñas diferencias que existen en los efectos provocados por un tsunami.

<sup>5</sup> Unidad de medida de energía en el sistema de unidades CGS (centímetro-gramo-segundo).

- Descripción detallada de cada división. Describe en cada punto el posible impacto del tsunami sobre el medioambiente natural y humano, así como la vulnerabilidad de los edificios y otras estructuras de ingeniería.

La escala está desarrollada en su totalidad en el Anexo I. Utilizando la nueva variable para medir intensidad de tsunamis, proporcionada por esta nueva escala, se ha realizado una relación entre la intensidad de tsunamis y la altura de ola máxima a la llegada a la costa del fenómeno. Esta relación se muestra a continuación en la figura 3.5 para tsunamis ocurridos en el mar Mediterráneo en toda su totalidad y en el Mediterráneo Noroccidental.

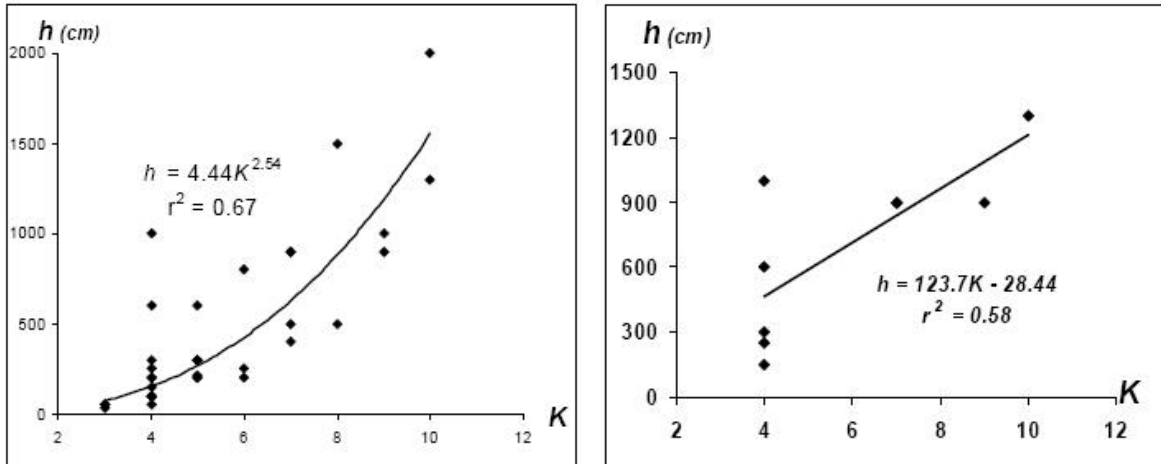


Figura 3.5: Relación entre intensidad del tsunami K, calculada por Papadopoulos e Imamura (2001) y la altura de ola h en el mar Mediterráneo (izquierda) y en la zona Noroccidental del mismo (derecha)

La altura de ola aumenta, en ambos casos, a medida que lo hace la intensidad del tsunami. En el caso del Mar Mediterráneo Noroccidental esta relación es lineal, a diferencia del otro caso (todo el Mar Mediterráneo) que es exponencial. La linealidad puede ser debida a los pocos eventos ocurridos y catalogados en la zona. Todos los eventos utilizados para realizar los gráficos se encuentran en el Anejo I.

El número de tsunamis de intensidad elevada es de cinco en los últimos 700 años. Por lo tanto, se puede concluir que en el mar Mediterráneo, por término medio, un tsunami de gran intensidad se espera cada 140 años. Se tiene que especificar que estos mega tsunamis son generados en estructuras sismológicas como estrecho de Messina, Italia del Sur, el Golfo de Corinto, Grecia central, y el arco Helénico, con el complejo volcánico activo de Thera situado al Sur del Mar Egeo. Por el contrario, en el resto de las zonas tsunamigénicas de la región del Mar Mediterráneo, como es la zona de estudio, no se han producido tsunamis de este calibre. Cabe señalar, sin embargo, que estos resultados son válidos para el periodo en el cual se han realizado registros, aunque estos podrían extrapolarse a periodos más largos de tiempo.

## 4. MODELO DE PROPAGACIÓN

### 4.1. Introducción al modelo de propagación

Para poder estudiar el comportamiento de un tsunami es necesario, en muchos de los casos, la simulación numérica del fenómeno. Se requiere el conocimiento de las características propias del tsunami como la fuente generadora, la batimetría y la morfología costera entre otros.

COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model) es el modelo de propagación utilizado en este estudio. Éste simula la vida completa de un tsunami, desde su generación, propagación hasta el runup/rundown en las regiones costeras.

El modelo en cuestión adopta el método de diferencias finitas llamado leap-frog para solucionar las ecuaciones de Shallow Water en coordenadas esféricas o cartesianas. Con una correcta disposición de la malla, teniendo en cuenta la flexibilidad y la jerarquía, se pueden obtener resultados bastante exactos y cercanos a la realidad.

Se ha utilizado el modelo COMCOT para investigar varios acontecimientos históricos del tsunami, tales como el tsunami chileno en 1960, el tsunami de 1992 de las islas de Flores (Indonesia) (Liu et al., 1994), el tsunami de Argelia de 2003 (Wang y Liu, 2005) y más recientemente el tsunami de 2004 del Océano Índico (Wang y Liu, 2006).

En la figura 4.1 se muestra la generación y propagación, realizada por este modelo, del tsunami del Océano Índico.

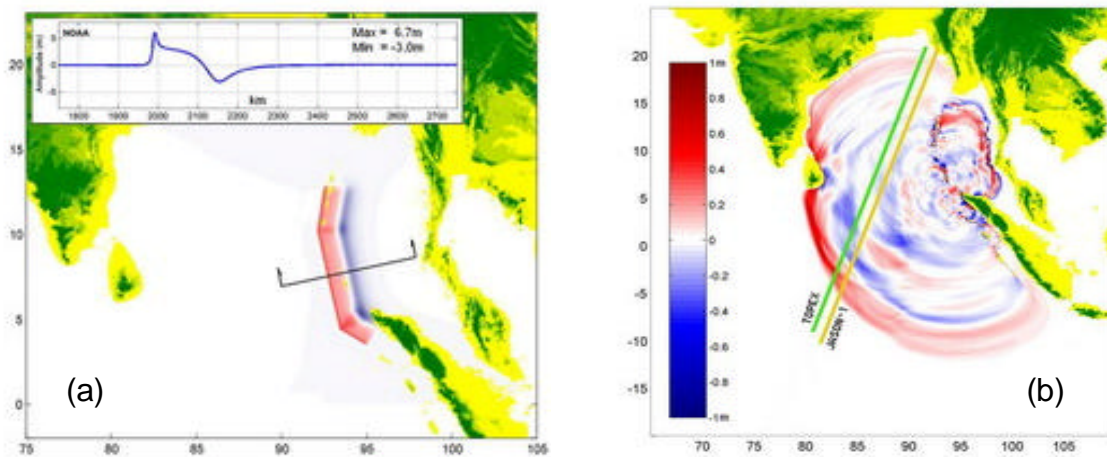


Figura 4.1: Generación (a) y Propagación (b) del Tsunami del Océano Índico realizado y proporcionado por Cornell University

Para satisfacer la necesidad de simulaciones del tsunami en diversas escalas, el programa proporciona un sistema de malla jerarquizado, que consta de hasta cuatro regiones, cada una de ellas con diferente resolución y escala. Se puede elegir entre coordenadas esféricas o cartesianas dependiendo de si el sistema de ecuaciones es o no lineal.

## 4.2. Fuente de generación

Uno de los factores más importantes para determinar si la propagación del tsunami puede ser simulada de manera satisfactoria, o para calcular con exactitud el tiempo de llegada del tsunami en posiciones diferentes es la descripción correcta del mecanismo del plano de falla.

Hay dos modelos de falla disponibles en COMCOT para calcular la dislocación del suelo marino según los parámetros del terremoto. Uno se basa en la teoría de Mansinha y Smylie (1971) y el otro se basa en la teoría de Okada (1985). De hecho, el modelo de Okada es justo una extensión del de Mansinha. Ambos se desarrollan bajo la suposición de que la falla es un plano rectangular que está situada en un medio espacio semi-infinito elástico.

En general, la relación entre la generación de tsunamis y el mecanismo del plano falla se puede clasificar en 2 tipos: Modelo transitorio y modelo impulsivo del plano de falla. Un modelo impulsivo 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. De otra parte, en los modelos transitorios, la deformación del suelo marino y la ruptura a lo largo de la línea de falla se describen como procesos transitorios.

En éste caso, se asume que la superficie del mar sufre la misma deformación que la ocurrida en el fondo marino, puesto que un terremoto ocurre generalmente en segundos y la columna de agua sobre el suelo no puede escaparse dentro de este corto periodo. Por lo tanto, se trata de un modelo impulsivo. Además, puede asumirse esta hipótesis siempre y cuando el movimiento del levantamiento del mar sea mucho más rápido que la propagación de la onda, sino deberá suponerse que el mecanismo de generación es un derrumbamiento submarino para incluir el efecto del movimiento transitorio.

El plano de la falla se define como la interfaz de la colisión entre la placa de subducción y la placa de eliminación, y particularmente, se refiere a la superficie en la placa de subducción.

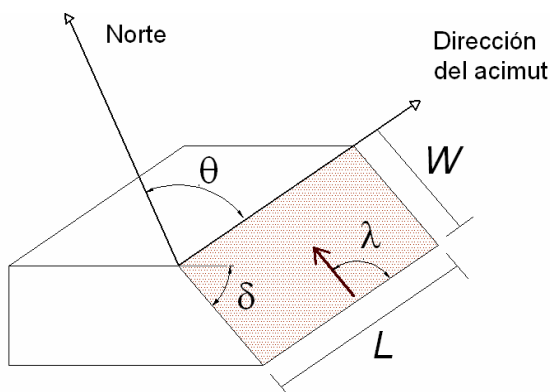


Figura 4.2: Parámetros necesarios para el conocimiento de una falla

Para poner el modelo de la falla en ejecución en COMCOT, se necesitan conocer nueve parámetros: la latitud y la longitud del epicentro del terremoto, la profundidad focal, la longitud ( $L$ ) y la anchura del plano de la falla ( $W$ ), la dislocación, el acimut de la traza (strike,  $q$  o  $f$ ), el buzamiento del plano (dip,  $d$ ) y el ángulo de desplazamiento (slip o rake,  $l$ ). Estos parámetros están representados en el esquema mostrado en la figura 4.2.

La dislocación,  $\Delta\bar{u}$ , se define como la distancia debida al movimiento relativo entre las placas de la falla (medidas en el plano de falla). También se puede definir como el desplazamiento promedio del área ( $L \times W$ ).

La orientación en el espacio del plano de falla y el movimiento relativo de sus caras se describe en función de tres parámetros, que corresponden a los ángulos acimut de la traza (strike), buzamiento del plano (dip) y ángulo de desplazamiento (slip). Para definirlos, en primer lugar se debe introducir el concepto de dirección del acimut de la traza. Esta dirección está referida al revestimiento o borde de falla, es decir, es la definida por el borde superior del plano de falla dejando a la derecha este mismo plano.

A partir de este concepto, se puede definir el acimut de la traza ( $q$ ) como el ángulo existente desde el norte hasta la dirección del acimut ( $0^\circ \leq q \leq 360^\circ$ ). Este parámetro está claramente especificado en la figura 4.3.

El buzamiento del plano (dip) es el ángulo existente entre la horizontal y el plano de la falla. Éste ángulo ( $d$ ) está comprendido entre  $0^\circ$  y  $90^\circ$ . Se muestra en la figura 4.3.

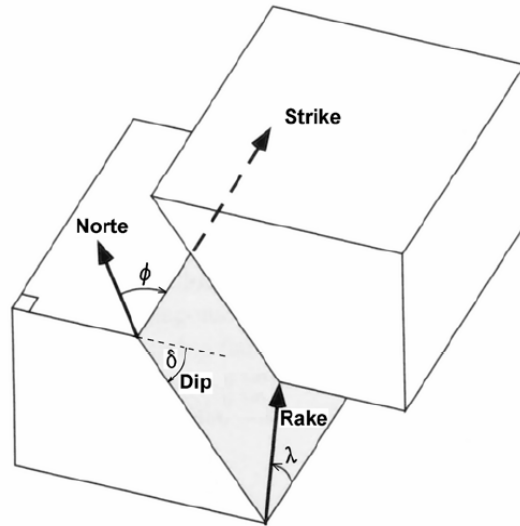


Figura 4.3: Ángulos de la orientación del plano de falla.

Por otra parte, el ángulo de desplazamiento ( $I$ ) se define como el ángulo comprendido entre la dirección del acimut de la traza y la dirección del desplazamiento de placas, en el que la placa de eliminación se mueve con respecto a la de subducción ( $0^\circ \leq I \leq 180^\circ$ ).

Otros parámetros de la falla que son importantes, aunque no los requiera el modelo de forma directa, son el momento sísmico, la magnitud del terremoto y la energía sísmica.

El momento sísmico ( $M_0$ ) es una cantidad que combina el área de ruptura y la compensación de la falla con una medida de la resistencia de las rocas, a través de la expresión:

$$M_0 = m \cdot L \cdot W \cdot \Delta\bar{u} \quad (4.1)$$

$m$  es el módulo de deformación de las rocas involucradas en el terremoto;  $L$  y  $W$  representan la longitud y la anchura del plano de la falla respectivamente; y  $\Delta\bar{u}$  es la dislocación, definida anteriormente.

Usualmente se mide el momento directamente de los sismógrafos, dado que el tamaño de las ondas de períodos muy grandes generadas por un terremoto son proporcionales al momento sísmico. Las unidades físicas del momento sísmico son fuerza x distancia.

La magnitud ( $M_w$ ) es una medida del tamaño del terremoto. Es un indicador de la energía ( $E$ ) que ha liberado y su valor es independiente del procedimiento físico y matemático empleado para medirla y del punto donde se tome la lectura.

Para los estudios científicos, el momento es la medida utilizada, dado que tiene menores limitaciones que otras magnitudes, que usualmente alcanzan un valor máximo llamado magnitud de saturación.

Para comparar el momento sísmico con la magnitud ( $M_w$ ) se utiliza la fórmula construida por Hiroo Kanamori en el Instituto de Sismología de California.

$$M_w = \frac{2}{3} \left( \log_{10} \frac{M_0}{N \cdot m} - 9.1 \right) = \frac{2}{3} \left( \log_{10} \frac{M_0}{dyn \cdot cm} - 16.1 \right) \quad (4.2)$$

La magnitud obtenida no tiene dimensión. Un aumento de un escalón en esta escala logarítmica corresponde a  $10^{1.5} = 31,6$  veces un aumento en la cantidad de energía liberada y un aumento de 2 escalones corresponde a  $10^3 = 1000$  veces un aumento de la energía liberada. La relación entre la magnitud y la energía sísmica se muestra a continuación:

$$M_w = \frac{\log_{10} E - 11.8}{1.5} \quad (4.3)$$

La energía liberada también tiene relación con el momento sísmico, por lo que se puede calcular, de forma simple, a partir de la siguiente expresión:

$$E = \frac{M_0}{20000} \quad (4.4)$$

Estos parámetros no se requieren para el funcionamiento del modelo, pero afectan e influyen de forma directa al resultado de la simulación, por lo que se tienen que tener en cuenta.

### 4.3. Propagación

Para realizar la propagación de un tsunami se utilizan las ecuaciones de shallow-water, las cuales pueden ser lineales o no lineales. Las ecuaciones lineales de shallow-water son usadas para simular una propagación distante de tsunamis. La realidad es que estos fenómenos se aproximan al área costera y se propagan sobre la plataforma continental, por este motivo las ecuaciones no lineales de shallow-water se aproximan más al modelo real. Se utilizará una u otra dependiendo de las condiciones de cada simulación.

#### 4.3.1. Modelo lineal

El efecto no lineal se puede considerar insignificante siempre y cuando el efecto de dispersión pueda ser importante para las olas más cortas. En este caso, 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 región costera, donde la profundidad del agua es relativamente menor, se pueden emplear dos conjuntos de ecuaciones lineales de Boussinesq: en coordenadas esféricas y cartesianas.

Las ecuaciones lineales de shallow-water en coordenadas cartesianas pueden ser escritas como:

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad (4.5)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + gH \frac{\partial V}{\partial x} + t_x H - fQ = 0 \quad (4.6)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gH \frac{\partial V}{\partial y} + t_y H + fP = 0 \quad (4.7)$$

En las anteriores ecuaciones,  $z$  denota la elevación de la superficie libre;  $P$  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 la dirección  $x$  e  $y$  respectivamente;  $t_x$  y  $t_y$  son los términos de fricción;  $H$  es la profundidad total del agua; y  $f$  representa el coeficiente de la fuerza de Coriolis.

Utilizando coordenadas esféricas se obtienen las siguientes expresiones, teniendo en cuenta que  $y$  y  $j$  son la latitud y la longitud respectivamente:

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{1}{R \cos j} \left[ \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial y} (\cos j Q) \right] = 0 \quad (4.8)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos j} \frac{\partial V}{\partial y} - fQ = 0 \quad (4.9)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial V}{\partial j} + fP = 0 \quad (4.10)$$



Las ecuaciones lineales de shallow-water se resuelven por medio de un esquema en diferencias finitas conocido como leap-frog. La metodología de este esquema esta desarrollada en los Anejos. Los errores de truncamiento son de segundo orden, en el tiempo y en el espacio.

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 Boissinesq.

Para que el esquema sea estable, tendrá que satisfacer la condición de Courant, expresada a continuación:

$$\frac{C\Delta t}{\Delta x} < c_r, \quad (4.11)$$

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 (se debe escoger la máxima profundidad que proporcionará una mayor velocidad de fase).  $\Delta t$  y  $\Delta x$  son el intervalo de tiempo en cada paso y el tamaño de la malla respectivamente. Para COMCOT es recomendable que  $c_r < 0.5$  si se utilizan las ecuaciones no lineales.

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

$$\frac{z_{i,j}^{n+1/2} - z_{i,j}^{n-1/2}}{\Delta t} + \frac{P_{i+1/2,j}^n - P_{i-1/2,j}^n}{\Delta x} + \frac{Q_{i,j+1/2}^n - Q_{i,j-1/2}^n}{\Delta y} = 0 \quad (4.12)$$

$$\frac{P_{i+1/2,j}^{n+1} - P_{i+1/2,j}^n}{\Delta t} + gh \frac{z_{i+1,j}^{n+1/2} - z_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta x} + \frac{ggh}{12\Delta x} \quad (4.13)$$

$$\cdot \left[ \left( z_{i+1,j+1}^{n+1/2} - 2z_{i+1,j}^{n+1/2} + z_{i+1,j-1}^{n+1/2} \right) - \left( z_{i,j+1}^{n+1/2} - 2z_{i,j}^{n+1/2} + z_{i,j-1}^{n+1/2} \right) \right] = 0$$

$$\frac{Q_{i,j+1/2}^{n+1} - Q_{i,j+1/2}^n}{\Delta t} + gh \frac{z_{i,j+1}^{n+1/2} - z_{i,j-1}^{n+1/2}}{\Delta y} + \frac{ggh}{12\Delta y} \quad (4.14)$$

$$\cdot \left[ \left( z_{i+1,j+1}^{n+1/2} - 2z_{i,j+1}^{n+1/2} + z_{i-1,j+1}^{n+1/2} \right) - \left( z_{i+1,j}^{n+1/2} - 2z_{i,j}^{n+1/2} + z_{i+1,j-1}^{n+1/2} \right) \right] = 0$$

A partir de la ecuación de continuidad 4.8, el esquema leap-frog calcula el desplazamiento de la superficie libre en el punto  $(i, j)$  de la malla y en el tiempo  $(n + 1/2)$ . 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 esta calculada en el centro mientras que los flujos de volumen,  $P_{i+1/2,j}$ ,  $P_{i-1/2,j}$ ,  $Q_{i,j+1/2}$  y  $Q_{i,j-1/2}$ , se obtienen a partir de los puntos de la malla circundantes.

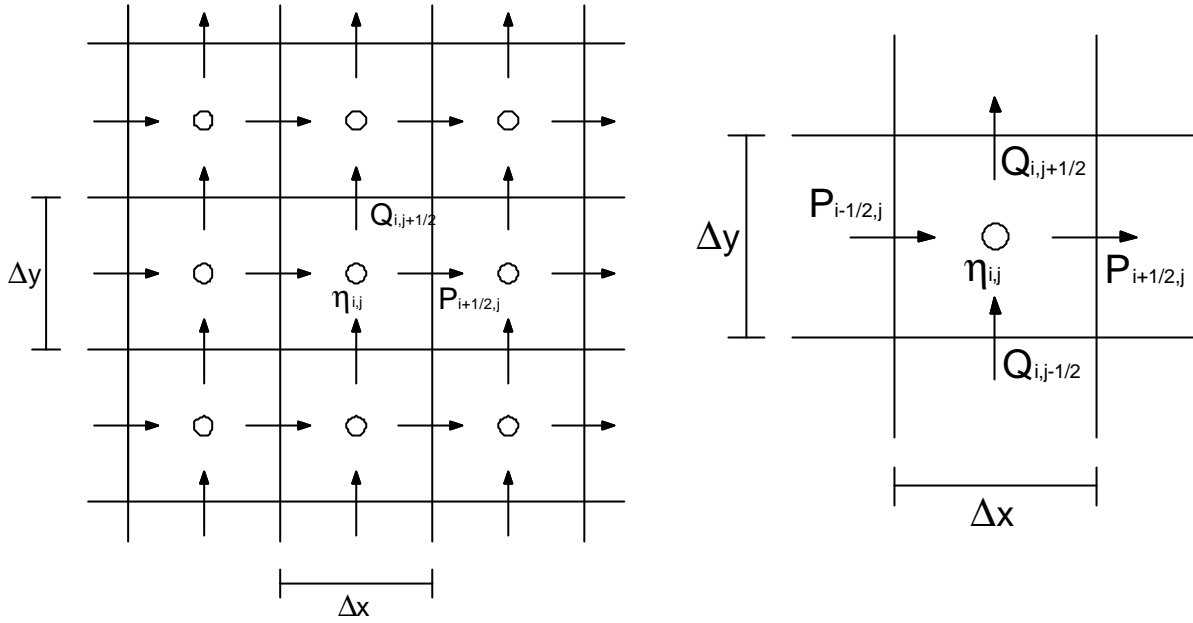


Figura 4.4: Esquema de la malla utilizada indicando los flujos de volumen.

Las ecuaciones del momentum son usadas para calcular las siguientes componentes del flujo:  $P_{i+1/2,j}^{n+1}$  y  $Q_{i,j+1/2}^{n+1}$ .

#### 4.3.2. Modelo no lineal

Al propagarse el tsunami por la plataforma continental y aproximarse al área costera, no son validas las ecuaciones lineales utilizadas anteriormente. La propagación de la onda principal de un tsunami en aguas someras (shallow-water) 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 de fondo se incrementan considerablemente, mientras que los términos de la dispersión de la frecuencia disminuyen. Las ecuaciones no lineales de shallow-water incluyen los efectos de fricción de fondo, los cuales son adecuados para describir el moviendo del flujo en la zona costera (Kajiura y Shuto, 1990; Liu *et al.*, 1994). Además, a lo largo de la línea de la costa, donde la profundidad del agua es prácticamente cero, se requiere un tratamiento especial para que siga correctamente los movimientos producidos en el litoral.

Las ecuaciones no lineales de shallow-water en coordenadas cartesianas, incluyendo los efectos de fricción del fondo pueden ser escritas como:

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad (4.15)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{P^2}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{PQ}{H} \right) + gH \frac{\partial V}{\partial x} + t_x H = 0 \quad (4.16)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{PQ}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{Q^2}{H} \right) + gH \frac{\partial V}{\partial y} + t_y H = 0 \quad (4.17)$$

$z$  denota la elevación de la superficie libre;  $P$  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 la dirección  $x$  e  $y$  respectivamente;  $t_x$  y  $t_y$  son los términos friccionales. Éstos últimos 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 4.4 y 4.5, donde  $n$  representa el coeficiente de rugosidad relativa de Manning.

$$t_x = \frac{r g n^2}{H^{7/3}} P (P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (4.18)$$

$$t_y = \frac{r g n^2}{H^{7/3}} Q (P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (4.19)$$

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. La metodología de este esquema esta desarrollada en los Anejos. 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, la cual es  $\sqrt{gh} \frac{\Delta t}{\Delta x} < 1$ , 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 de upwind.

#### 4.4. Inundabilidad (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 esta 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 4.5 muestra un esquema del tratamiento del contorno móvil usado por el modelo.

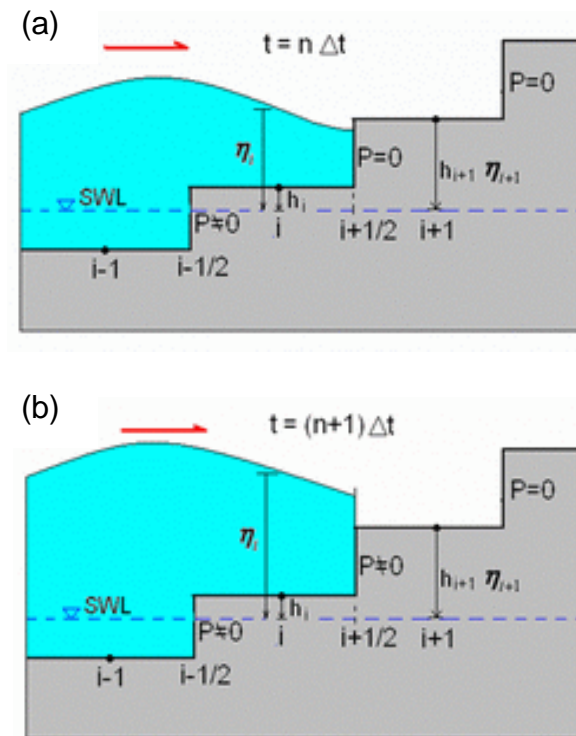


Figura 4.5: Esquema de límite móvil para el cálculo del run-up y el run-down

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.

El caso unidimensional se puede utilizar como ejemplo para ilustrar el algoritmo del contorno móvil. Tal y como se muestra en la figura 4.5, 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 4.5 (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 4.5 (b) 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  $H_{i+1} \leq 0$  y  $h_i + h_{i+1} \leq 0$  (ver figura 4.5), 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  $h_i + h_{i+1} > 0$ , 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  $H_i = h_i + h_{i+1}$ .
- Si  $H_{i+1} > 0$ , 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  $H_i = \max(h_i + h_{i+1}, h_{i+1} + h_{i+2})$ .

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.

## 4.5. Aplicación

### 4.5.1. Descripción del caso test

Para familiarizar se con el programa COMCOT y obtener los primeros resultados del estudio aplicados a la región de interés, se realizará una prueba sencilla utilizando una batimetría muy simple y un modelo de terremoto similar a los que se pueden producir en la zona de Argelia. A continuación se muestran las características del terremoto (tabla 4.1).

Características del terremoto	
Ángulos	
▪ Strike	54°
▪ Dip	50°
▪ Slip	90°
Longitud (L)	54 km
Anchura	15 km
Profundidad del epicentro	8 km
Dislocación	0.86 m
Localización epicentro	36.83° Lat 3.65° Long

Tabla 4.1: Características del terremoto considerado para realizar la prueba. Son las requeridas por el modelo y necesarias para realizar la simulación

Con el propósito de simplificar el problema, la batimetría se asimilará a un plano inclinado desde el epicentro del terremoto hasta la costa de llegada del tsunami. Se considera una profundidad inicial de 5000 m y la final de -50 m. En la figura se muestra el plano inclinado por el cual se propaga el tsunami. En este se pueden distinguir tres zonas: generación, propagación e inundación.

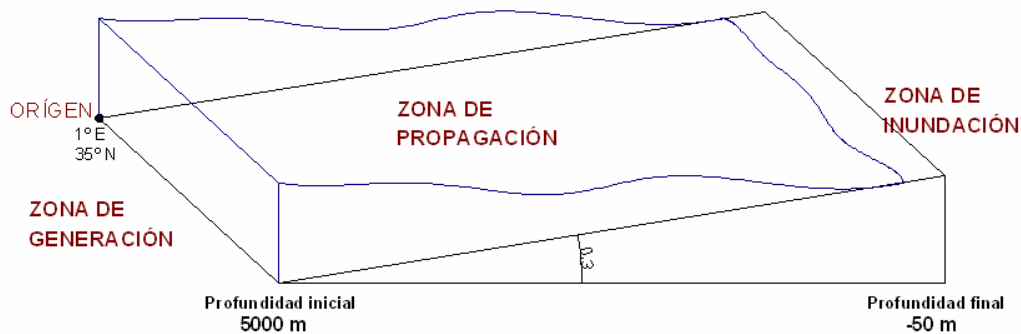


Figura 4.6. Esquema de la batimetría utilizada para realizar la simulación de prueba indicando la zona de generación, de propagación e inundación.

Este tipo de batimetría es completamente diferente a la que realmente se encuentra en el mar Mediterráneo ya que, entre muchas razones, en éste se encuentra el archipiélago Balear, que perturba completamente al tsunami propagado. Por lo tanto, los resultados obtenidos con esta batimetría divergirán de los reales.

Las dimensiones y características de la malla principal se han asimilado a la región de estudio. En primer lugar, la malla principal tendrá su origen a una latitud de  $35^\circ$  y una longitud de  $1^\circ$ , que corresponde a la costa argelina (generación del tsunami).

Se utilizarán diferentes mallas, en concreto dos complementarias a la principal, cada una más pequeña que la anterior, adaptadas a la superior. En la tabla que se expone a continuación, se muestran las características de cada malla: dimensión, tamaño de malla, profundidad, etc.

	Malla 1	Malla 21	Malla 31
Dimensión (km)	500x1000	50x100	5x10
Tamaño de malla (m)	2500	250	25
Profundidad inicial (m)	5000	455	0.5
Profundidad final (m)	-50	-50	-50

Tabla 4.2 Características de las mallas utilizadas para realizar la prueba con el modelo COMCOT

Las mallas se reducen con un factor de 10. La profundidad inicial esta referida a la profundidad a la que se encuentra la malla en un punto situado lo más al sur posible. Por otra parte, la profundidad final es la que se encuentra al norte de la malla.

Esta jerarquización de mallas se realiza con el fin de obtener datos de una zona en concreto de forma más detallada. La zona de inundación es la que tiene más interés de ser estudiada en detalle; por este motivo, las mallas con menor medida se concentran en la costa. Para poder visualizar la situación y dimensión de las mallas, en la figura 4.7 se muestra un esquema de la disposición de éstas.

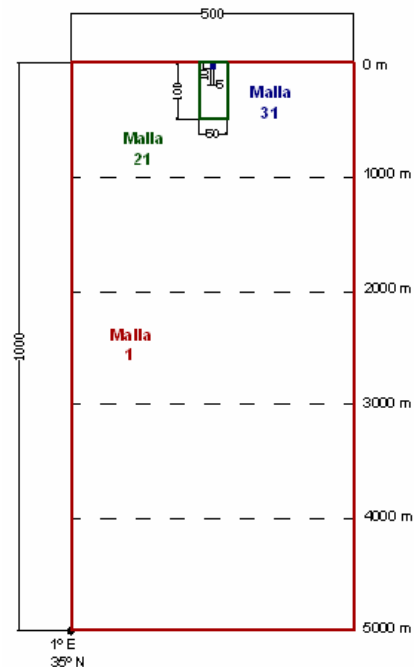


Figura 4.7. Esquema de las mallas utilizadas para realizar el caso propuesto, que servirá de prueba del modelo COMCOT. Se muestra las dimensiones de las mallas, así como la situación de éstas.



A continuación se realiza la simulación del evento con el modelo expuesto en este capítulo. Para que este sea estable, y, por lo tanto, cumpla la condición de Courant, se debe controlar el paso de tiempo.

#### 4.5.2. Resultados

Los resultados se pueden observar en la figura 4.8, que se muestra a continuación.

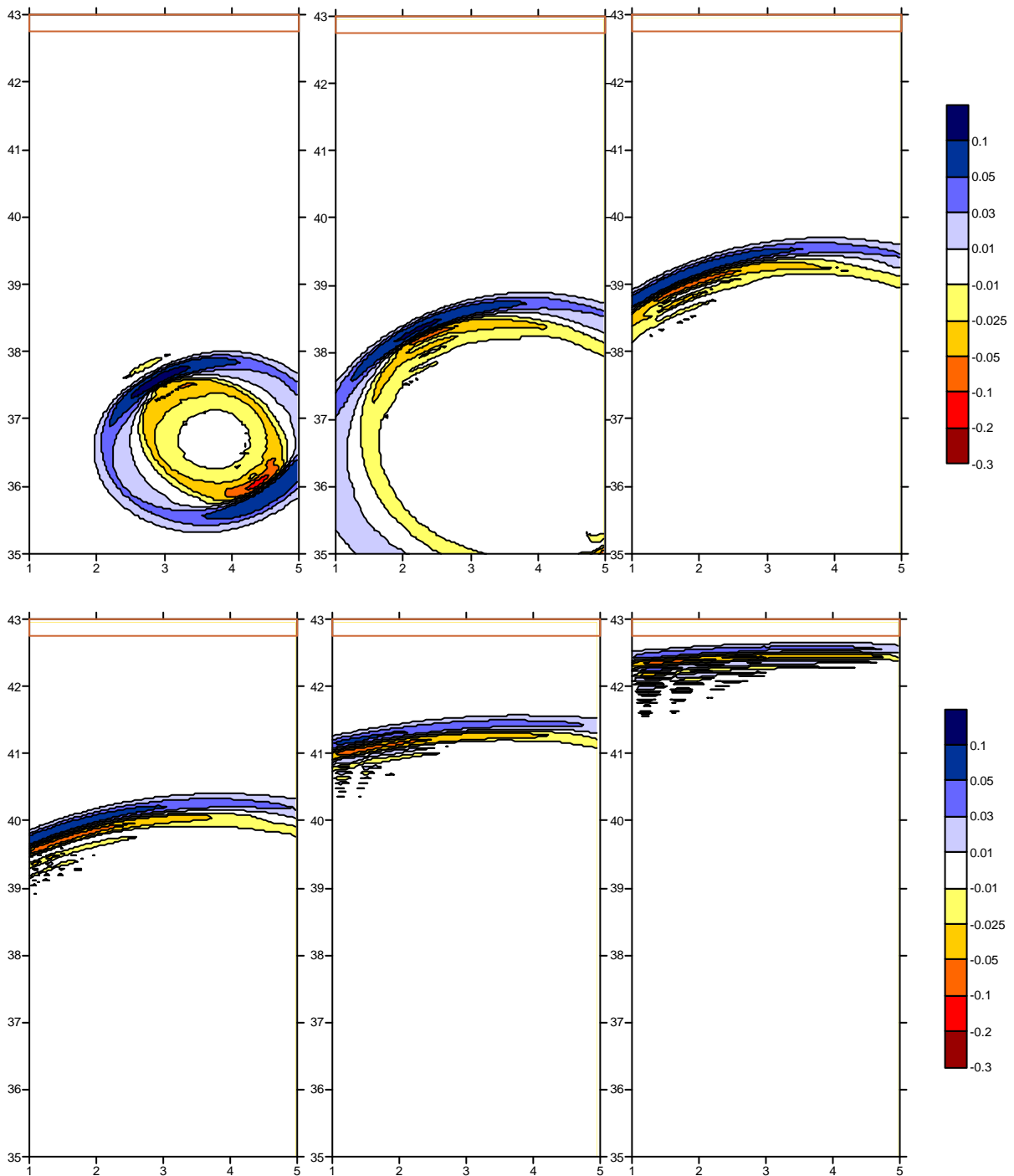


Figura 4.8: Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 10, 20 y 30 minutos (fila superior de izquierda a derecha) y a los 40, 60 y 90 (fila inferior de izquierda a derecha) tras el terremoto. Las elevaciones de la superficie libre se indican en metros.

Los resultados obtenidos son los esperados; el tsunami se propaga a lo largo de la malla principal sin sufrir interferencias como puede ser la difracción. Esto es debido a que no se encuentran obstáculos de ningún tipo. La velocidad de éste disminuye a medida que avanza por la malla principal. El motivo es la disminución progresiva de la profundidad del fondo, que afecta de manera directa a la velocidad del fenómeno, tal y como se ha expuesto en la expresión 2.1.

En los primeros instantes de tiempo, el tsunami avanza y se extiende con gran rapidez, tal y como se comprueba en las instantáneas superiores. A medida que se acerca a la costa, no sólo se produce una disminución de la velocidad, sino que las ondas se comprimen y aumenta el valor de la altura. La llegada a la costa ocurre a la hora y media, aproximadamente, de la generación del terremoto.

## 4. APLICACIÓN A LA COSTA MEDITERRANEA

### 5.1. Área de estudio

El área de estudio, tal y como se ha ido informando a lo largo de este documento, es la zona Noroccidental del Mar Mediterráneo. Dentro de esta extensa región tienen que estar incluidas la costa argelina y la costa mediterránea española, que son la zona de generación y de inundación respectivamente. El tsunami se propaga entre estas dos costas, a lo largo del Mar Mediterráneo, encontrándose a su paso las islas Baleares. Éstas son las primeras en sufrir las consecuencias del tsunami y, al mismo tiempo, provocan fenómenos que alteran la propagación de la onda.

La zona en concreto comprende desde la latitud 36 hasta la 41, y desde la longitud -1 hasta la 5, abarcando la gran mayoría de la costa mediterránea española. Ésta costa esta poblada en toda su extensión y consta de importantes ciudades y decenas de puertos. Además, es una de las zonas turísticas de mayor importancia a nivel europeo y mundial, acogiendo cada año a millones de turistas.

Para poder estudiar el alcance del tsunami, se deben analizar en profundidad diferentes regiones afectadas. Las zonas que se han seleccionado para realizar un análisis detallado son la isla de Ibiza y la región del delta del Ebro.

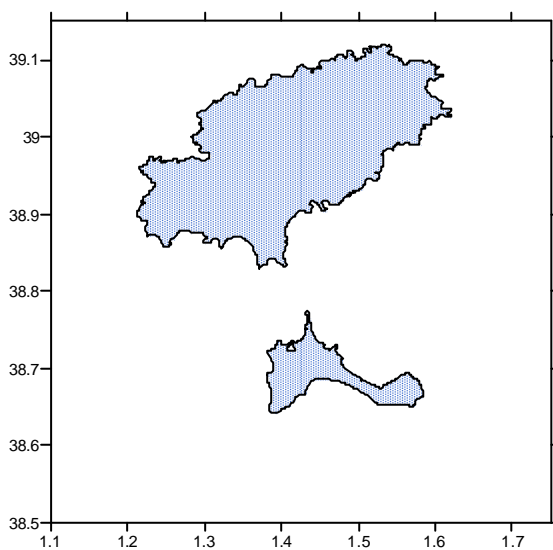


Figura 5.1: Ibiza y Formentera

Las islas de Ibiza y Formentera son las más cercanas a la costa de Argelia del archipiélago Balear. En la figura 5.1 se muestran las Islas Pitiusas con los valores de latitud y longitud (eje de ordenadas y abscisas respectivamente). Probablemente, éstas serán las primeras afectadas por el tsunami originado. Se tiene que tener en cuenta que el tsunami impactará de forma directa, sobre estas islas, lo que se traduce en una mayor vulnerabilidad frente a un fenómeno de este estilo.

Ibiza consta de puertos importantes, como el puerto de San Antonio y el de Ibiza, y de muchos puertos secundarios menores distribuidos a lo largo de la costa ibicenca.

Todos los puertos son susceptibles de sufrir las consecuencias del tsunami (tal y como ha ocurrido en ocasiones anteriores). Ello conllevaría problemas diversos como destrozos y disminución del turismo, entre otros. En resumen, un desastre natural de este calibre puede provocar grandes pérdidas económicas y probablemente humanas en esta isla mediterránea. Por estos motivos, se ha considerado de gran importancia estudiar en detalle las consecuencias del tsunami en la isla de Ibiza, y en concreto en el puerto de Ibiza. Además, en dicho puerto existe un mareógrafo, cuyos datos serán muy útiles para calibrar el modelo.

Otra región en la que es interesante estudiar en profundidad los efectos del maremoto es el delta del Ebro. Es la mayor zona húmeda del litoral español, con una superficie de 320 km<sup>2</sup> y constituye uno de los hábitats acuáticos más importantes del Mediterráneo occidental.

Es una zona que por su topografía y características del terreno puede ser fácilmente inundada y gravemente afectada por un tsunami. Al ser una región llana, extensa y formada por materiales fluviales, es vulnerable frente a un ataque de un maremoto; el área inundada puede llegar a ser muy superior a la de otras regiones sometidas a un evento similar. Además, afectaría de forma notable las actividades económicas y biológicas que se desarrollan en el mismo. La región del delta se muestra en la figura 5.2, indicando la correspondiente latitud y longitud.

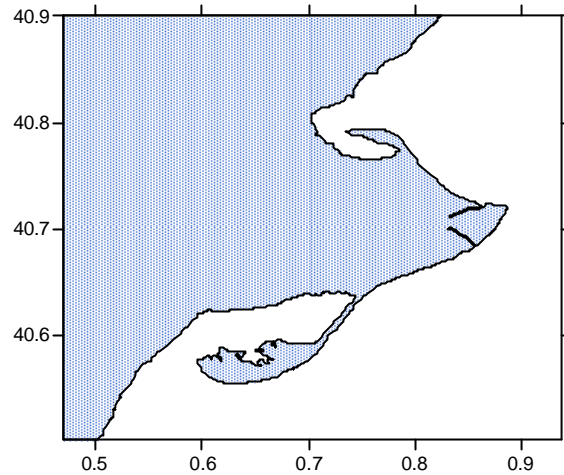


Figura 5.2: Delta del Ebro

De las actividades económicas importantes en el delta destacan la agricultura (cultivos de huerta, frutales, arroz), la pesca y el turismo. El humedal del delta del Ebro es de importancia internacional para ocho especies de plantas y 69 de fauna vertebrada, siendo la mayoría aves.

En los últimos años, la instalación de grandes presas hidroeléctricas en el cauce del río ha frenado el crecimiento del Delta. La erosión marina es mayor que los sedimentos depositados por el río, contribuyendo así, a la desaparición de muchos metros de tierra y favoreciendo el retroceso del Delta. Prueba de ello son las fotografías y mapas que acreditan el cambio que ha sufrido el Delta en los últimos 50 años, sobre todo en la parte donde el río y el mar confluyen.

Para el estudio en profundidad de esta región se ha considerado necesario la realización de una malla que contemple toda la superficie del delta y alrededores, y dos mallas de menor tamaño que abarquen las zonas más vulnerables y con más riesgo de sufrir las consecuencias del tsunami.

## 5.2. Descripción y características de las mallas de estudio

Una vez determinadas las regiones, tanto la general como las de mayor detalle, se tienen que crear las mallas correspondientes. Las mallas de un rango inferior servirán para estudiar en profundidad los efectos del tsunami en una región en concreto. Todas ellas tienen que contener la batimetría de la zona que abarcan, definida con precisión mediante coordenadas esféricas. Para ello, en primer lugar, es necesario conocer y disponer de los datos topográficos y batimétricos a las escalas correspondientes de cada malla. Estos datos han sido obtenidos por el Institut Geològic de Catalunya para la malla principal, y para el resto de mallas se han extraído los datos batimétricos de mapas con las escalas correspondientes a cada red.

El conjunto de redes está compuesto por 6 mallas; la principal (malla 01), la de Ibiza y Formentera (malla 21), la del puerto de Ibiza (malla 31), la del Delta del Ebro (malla 22) y dos más de la región del Delta en detalle (mallas 32 y 33).

A cada red se le debe asignar una dimensión de la misma y también un tamaño de celda. Este último se debe proporcionar en unidades sexagesimales ya que se ha utilizado un sistema de coordenadas esféricas. Seguidamente se describirá cada una de las mallas en detalle, mostrando una figura con la batimetría de la zona que engloban.

### 5.2.1. Malla 01 (Mediterráneo Noroccidental)

Corresponde a la malla principal. Ésta abarca toda la región de influencia del tsunami, tanto la generación, la propagación como la inundación. En ella se aprecia la mayor parte de la costa mediterránea española (incluyendo las Islas Baleares), parte del mar mediterráneo occidental y la costa argelina al completo. A continuación se muestra la tabla 5.1 con los datos técnicos de la malla.

Malla 01		
Latitud	Inicial	36°
	Final	42°
Longitud	Inicial	-1°
	Final	5°
Dimensión de la celda	Eje abcisas	1'
	Eje ordenadas	1'
Dimensión de la malla	Eje abcisas	361 celdas
	Eje ordenadas	361 celdas

Tabla 5.1: Descripción y características de la malla 01 indicando los valores de longitud, latitud y las dimensiones de la malla y de cada celda.

En este caso, la latitud inicial dista de la final en 6°, por lo que será necesario introducir un factor de escala para que tenga en cuenta la curvatura de la Tierra. Este factor se ha considerado de 0.782778865, aplicado al eje de abcisas. La siguiente figura 5.3 muestra la malla en concreto con los datos batimétricos correspondientes. En el eje de las abcisas se halla la longitud y en el de las ordenadas la latitud.

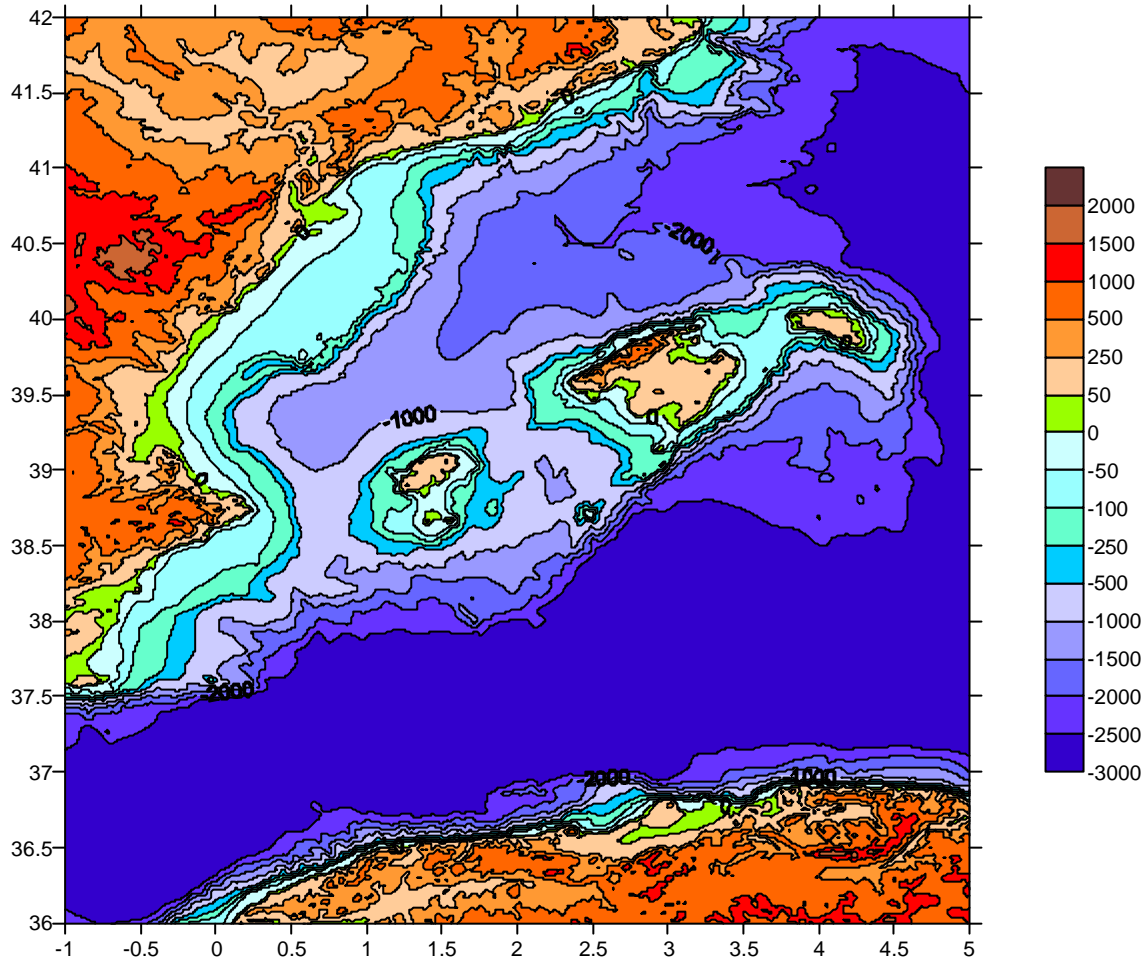


Figura 5.3: Batimetría de la malla principal del estudio definida a partir de coordenadas esféricas. Las profundidades (en metros) tienen signo negativo.

Tal y como muestra la figura 5.3, en la parte occidental del mar mediterráneo, la profundidad del agua es típicamente de 1 km a 2 km, no sobrepasando en ningún punto los 3000 m. En las regiones de interés cercanas al litoral (Ibiza y Delta de Ebro), la profundidad se reduce alrededor de 5 a 10 m.

La altura de ola media medida en los puertos es aproximadamente 0.4 m, a diferencia del océano, en que el valor de ésta es mucho menor. La longitud de onda es del orden de magnitud de 20 km en el océano y de 5 km en la región del puerto. Por este motivo, la propagación de tsunamis puede ser adecuadamente descrita por la teoría lineal de shallow water.

#### 5.2.2. Malla 21 (Islas Pitiusas)

Corresponde a la malla que engloba las islas de Ibiza y Formentera. Ésta abarca una de las zonas importantes de afectación y, por lo tanto, inundación del tsunami. Estas islas son prácticamente las primeras del territorio español en sufrir las consecuencias del fenómeno estudiado. En el tsunami ocurrido en el 2003, las islas Baleares fueron las que sufrieron peores consecuencias a su paso. La siguiente tabla 5.2 muestra los datos técnicos de la malla.

Malla 21		
Latitud	Inicial	38° 30'
	Final	39° 09'
Longitud	Inicial	1° 06'
	Final	1° 45'
Dimensión de la celda	Eje abcisas	6"
	Eje ordenadas	6"
Dimensión de la malla	Eje abcisas	391 celdas
	Eje ordenadas	391 celdas

Tabla 5.2: Descripción y características de la malla 21 indicando los valores de longitud, latitud y las dimensiones de la malla y de cada celda.

La dimensión de la celda de esta malla es 10 veces menor que la principal. A continuación se muestra la figura 5.4 que representa la malla 21 con la batimetría correspondiente. En el eje de las abcisas se halla la longitud y en el de las ordenadas la latitud.

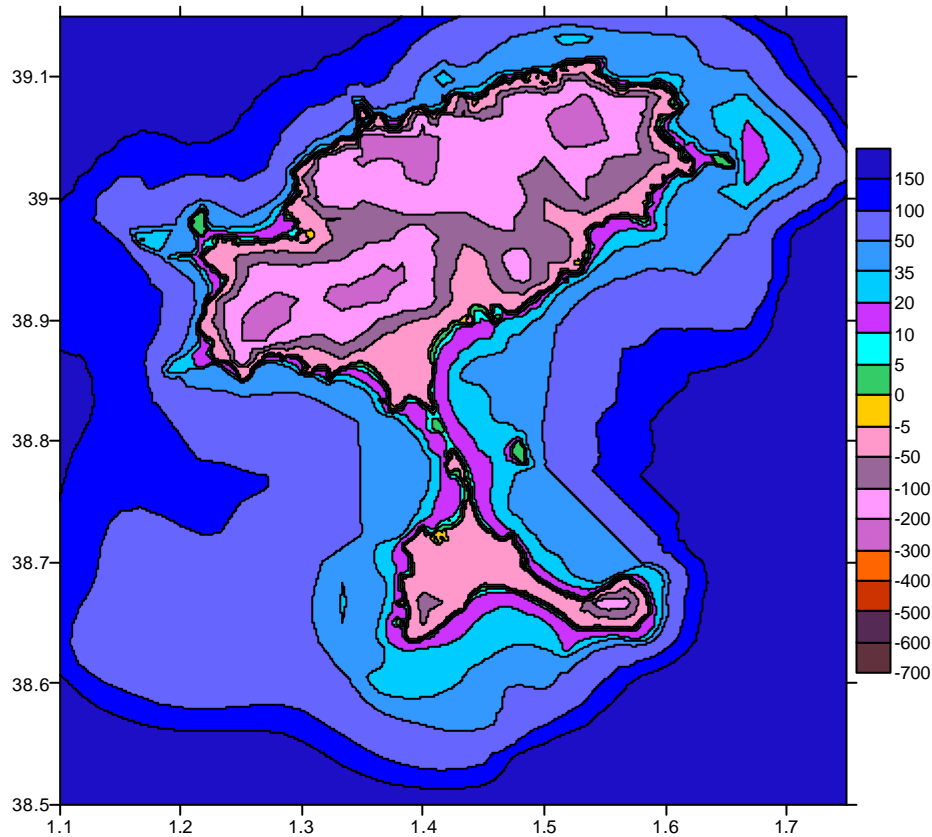


Figura 5.4: Malla 21 que incluye las islas de Ibiza y Formentera. En este caso las profundidades son positivas y las cotas topográficas negativas (en metros).

Tal y como se puede observar en la figura anterior, las Islas Pitiusas no tienen un relieve completamente llano, sino que consta de diversas áreas con una elevación de 300 m aproximadamente. Este tipo de topografía puede atenuar el impacto del tsunami y reducir el área de inundación. La zona de Ibiza que se vería más afectada es la costa sur, por la orientación respecto al tsunami. Dentro de esta región se encuentra el puerto de la Isla.

### 5.2.3. Malla 22 (Delta del Ebro)

Corresponde a la malla que engloba toda la región del Delta del Ebro y parte de la costa cercana a éste. Por su vulnerabilidad frente a este tipo de ataques, descrito en apartados anteriores, es necesario realizar un análisis detallado en esta zona. Las áreas deltaicas, que están formadas en su mayoría por sedimentos fluviales, son terrenos ganados al medio marítimo y, generalmente, estas regiones se encuentran vulnerables frente a subidas del nivel del mar. La siguiente tabla 5.3 muestra los datos técnicos de la malla.

Malla 22		
Latitud	Inicial	40° 30'
	Final	41°
Longitud	Inicial	0° 24'
	Final	1° 12'
Dimensión de la celda	Eje abcisas	6"
	Eje ordenadas	6"
Dimensión de la malla	Eje abcisas	490 celdas
	Eje ordenadas	310 celdas

Tabla 5.3: Descripción y características de la malla 22 indicando los valores de longitud, latitud y las dimensiones de la malla y de cada celda.

En este caso, el tamaño de celda también es la décima parte de la malla principal. La figura 5.5, que se muestra a continuación, contiene la malla 22 con la batimetría correspondiente. En el eje de las abcisas se halla la longitud y en el de las ordenadas la latitud.

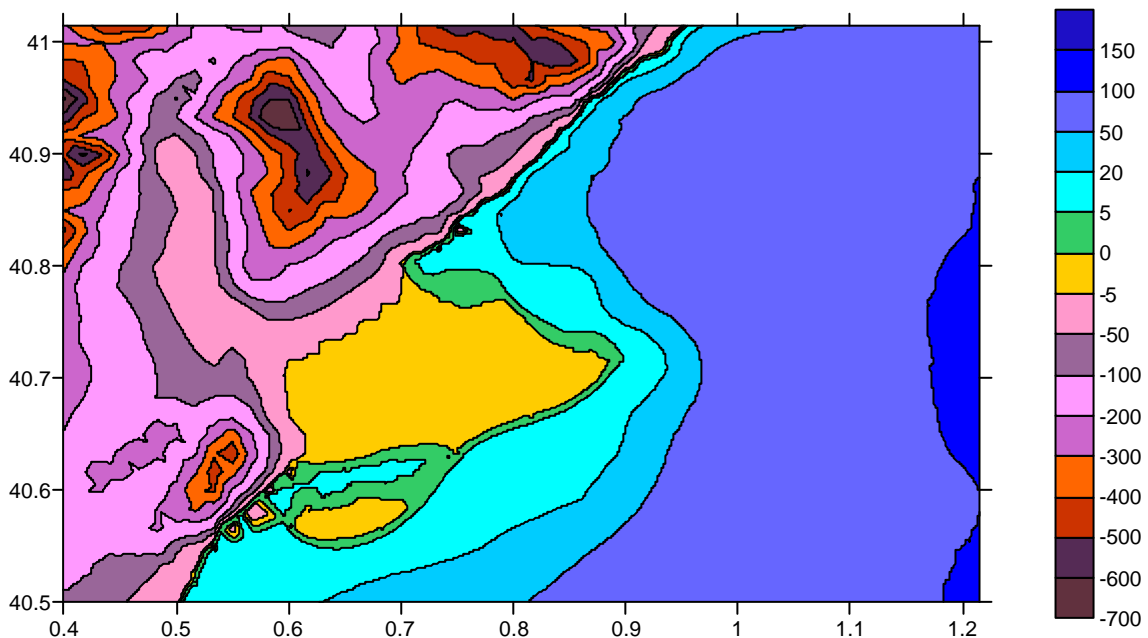


Figura 5.5: Malla 22, incluye la región del Delta del Ebro. En este caso las profundidades son positivas y las cotas topográficas negativas (en metros).



Dentro de esta región destaca la topografía del Delta del Ebro por la extensa área con un relieve prácticamente llano. Los valores de la elevación del terreno en esta área oscilan entre 5 y -5 metros respecto al nivel medio del mar.

Con ello se corrobora lo descrito anteriormente sobre esta región, la vulnerabilidad y fragilidad frente a un tsunami, aunque éste sea de una magnitud moderada. Por estos motivos se han realizado dos mallas de mayor detalle ubicadas en la región del Delta.

#### 5.2.4. Malla 31 (Puerto de Ibiza)

Esta malla que se muestra a continuación y las dos siguientes pertenecen al tercer nivel de malla. En este nivel se exponen regiones que tienen un gran interés en ser analizadas detalladamente. Cada una de éstas tiene que estar englobada en una malla del segundo nivel.

Corresponde a la malla que engloba todo el puerto de Ibiza. Es un puerto de uso mayoritariamente deportivo, de moderado tamaño pero con una actividad importante. Dentro del puerto se encuentra un mareógrafo, el cual será útil para realizar un calibrado del modelo utilizado en este estudio. Además, la red también abarca parte de la costa adyacente al puerto. La siguiente tabla 5.4 muestra los datos técnicos de la malla.

Malla 31		
Latitud	Inicial	38° 51'
	Final	38° 55'
Longitud	Inicial	1° 24' 54"
	Final	1° 28' 30"
Dimensión de la celda	Eje abcisas	1"
	Eje ordenadas	1"
Dimensión de la malla	Eje abcisas	217 celdas
	Eje ordenadas	253 celdas

Tabla 5.4: Descripción y características de la malla 31 indicando los valores de longitud, latitud y las dimensiones de la malla y de cada celda.

El tamaño de la celda es 6 veces menor que la malla 21, la cual contiene completamente a esta red. La figura 5.6 muestra la malla 31 con la batimetría correspondiente. En el eje de las abcisas se halla la longitud y en el de las ordenadas la latitud.

Tal y como se observa, la profundidad del puerto mostrado oscila entre los 5 m y 10 m. Este puerto será uno de los primeros en recibir el tsunami, por su proximidad a la zona de generación. En el tsunami ocurrido en 2003 con epicentro en la costa argelina, el puerto de Ibiza fue uno de los más afectados, con centenares de embarcaciones destrozadas y múltiples inundaciones (Borrero, 2003). Lo mismo ocurrió en los puertos del resto de Islas Baleares.

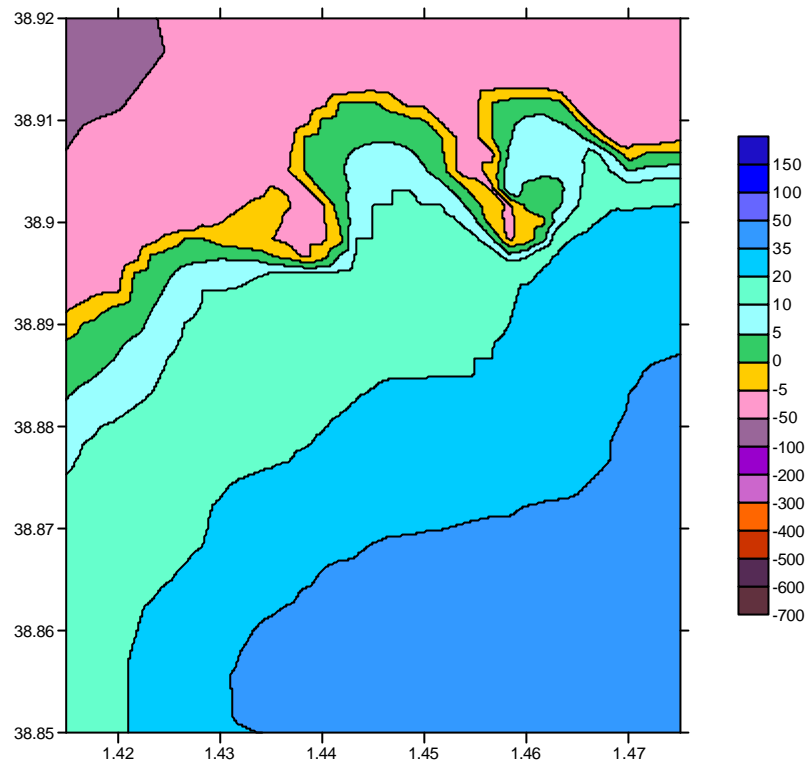


Figura 5.6: Malla 31, abarca la región del puerto de Ibiza en detalle. En este caso las profundidades son positivas y las cotas topográficas negativas (en metros).

#### 5.2.5. Malla 32 (Sector sur del Delta del Ebro)

La malla abarca la zona sur del Delta de Ebro con una precisión de un segundo y medio y está incluida la malla 22. Esta región es conocida por contener la barra de tierra tan característica en este delta (Barra del Trabucador). La siguiente tabla 5.5 muestra los datos técnicos de la malla.

Malla 32		
Latitud	Inicial	40° 31' 30"
	Final	40° 39'
Longitud	Inicial	0° 34' 12"
	Final	0° 51'
Dimensión de la celda	Eje abcisas	1.5"
	Eje ordenadas	1.5"
Dimensión de la malla	Eje abcisas	637 celdas
	Eje ordenadas	301 celdas

Tabla 5.5: Descripción y características de la malla 32 indicando los valores de longitud, latitud y las dimensiones de la malla y de cada celda.

A diferencia de la malla anterior, el tamaño de la celda es 4 veces menor que el que tienen las mallas del segundo nivel. La figura 5.7, que se muestra a continuación, muestra la malla 32 con la batimetría correspondiente. En el eje de las abcisas se halla la longitud y en el de las ordenadas la latitud.

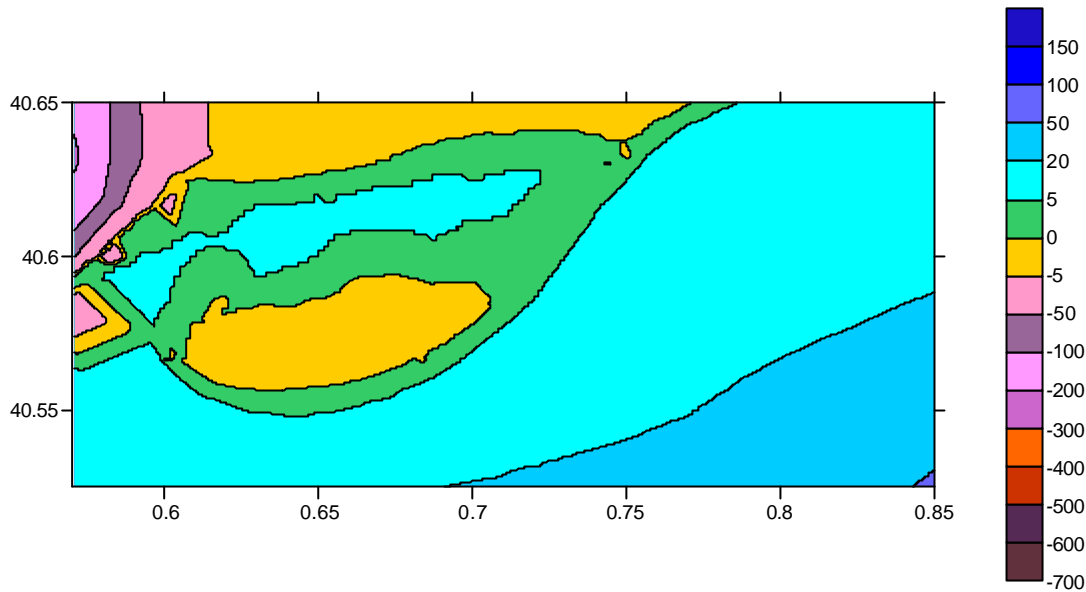


Figura 5.7: Malla 32, abarca la región sur del Delta del Ebro en detalle. En este caso las profundidades son positivas y las cotas topográficas negativas (en metros).

Los valores de la topografía en la zona están alrededor del nivel del mar, con oscilaciones máximas de 5 m. Es una región llana con áreas de terreno por debajo del nivel del mar. Al ser un brazo de tierra invadiendo el territorio marino se encuentran intrusiones de mar en el terreno. Tal y como se ha comentado en apartados anteriores, es una zona vulnerable frente a elevaciones del nivel del mar que pueden provocar inundaciones severas.

#### 5.2.6. Malla 33 (Sector norte del Delta del Ebro)

Al igual que la malla anterior, ésta está incluida la malla 22 y abarca un área del Delta de Ebro pero en este caso corresponde a la zona norte. Esta malla muestra en detalle el triángulo característico de la mayor parte de los deltas, formado exclusivamente por material fluvial. La siguiente tabla 5.6 muestra los datos técnicos de la malla.

Malla 33		
Latitud	Inicial	40° 39'
	Final	40° 51'
Longitud	Inicial	0° 41' 42"
	Final	0° 54' 36"
Dimensión de la celda	Eje abcisas	1.5"
	Eje ordenadas	1.5"
Dimensión de la malla	Eje abcisas	517 celdas
	Eje ordenadas	481 celdas

Tabla 5.6: Descripción y características de la malla 33 indicando los valores de longitud, latitud y las dimensiones de la malla y de cada celda.

El tamaño de celda es el mismo que el anterior. La figura 5.8, que se presenta a continuación, muestra la malla 33 con la batimetría correspondiente. En el eje de las abcisas se halla la longitud y en el de las ordenadas la latitud.

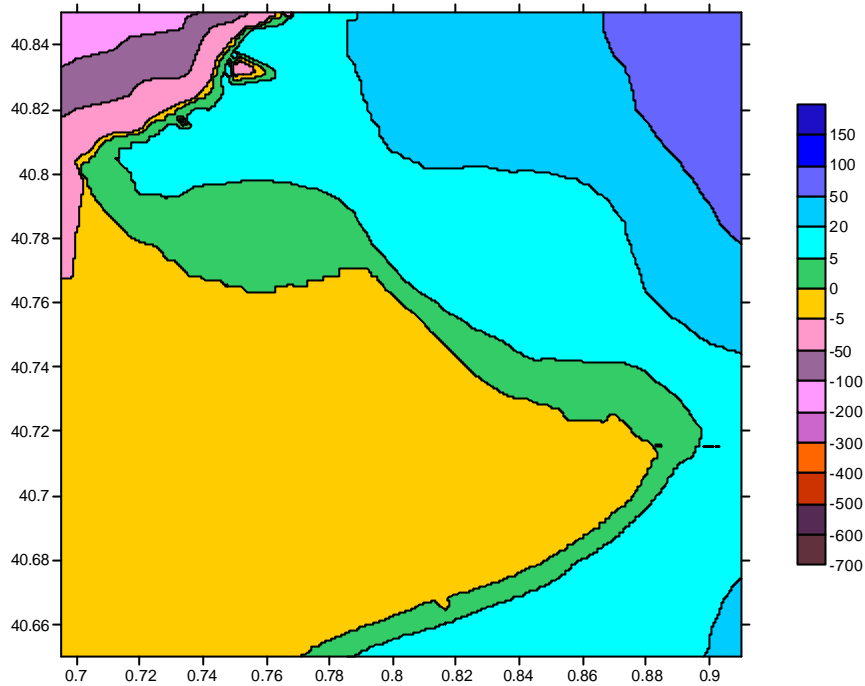


Figura 5.8: Malla 33, abarca la región norte del Delta del Ebro en detalle. En este caso las profundidades son positivas y las cotas topográficas negativas (en metros).

Tal y como ocurría en el caso anterior, existe una extensa área de terreno con valores topográficos cercanos al nivel medio del mar. Esta área es fácilmente inundable frente al ataque de un tsunami. El territorio marino que envuelve al Delta es, también, poco abrupto, con un gradiente de profundidad pequeño.

Cabe mencionar que el Delta se ha dividido en dos en las mallas de tercer nivel debido a su gran tamaño. Si se considerase todo en su conjunto, con tamaños de malla de 1.5", se precisarían mallas muy grandes, que requerirían muchísimo tiempo de computación y/o excederían la capacidad del modelo.

### 5.3. Parámetros del plano de falla

Tal y como se ha comentado en apartados anteriores, han habido numerosos terremotos en la costa argelina que han originado tsunamis que afectaron a diferentes puntos de la costa española. El más estudiado de estos fenómenos es el más reciente, ocurrido el 21 de mayo de 2003.

El terremoto generó un pequeño tsunami que se extendió por el Mar Mediterráneo. El tsunami llegó a la costa balear en aproximadamente 50 minutos desde su generación. En los puertos de las Islas Baleares se llegaron a medir oscilaciones de 3 metros, las cuales provocaron severos daños a los barcos amarrados en los puertos.

Para realizar este estudio se ha optado por definir los parámetros del plano de falla con características similares al terremoto ocurrido en mayo de 2003. De este modo se pueden comparar los resultados obtenidos en la simulación con los ocurridos en la realidad, además será útil para realizar la calibración con el mareógrafo situado en el puerto de Ibiza.

Las características del terremoto de estudio, que corresponde al ocurrido en Argelia el 2003, se muestran a continuación en la tabla 5.7:

Características del terremoto de estudio	
Ángulos	
▪ Strike	54°
▪ Dip	47°
▪ Slip	90°
Longitud (L)	64 km
Anchura	32 km
Profundidad del epicentro	8 km
Dislocación	1.5 m
Localización epicentro	36.83° Lat 3.65° Long

Tabla 5.7: Parámetros del plano de falla utilizado en el estudio.

Hay que mencionar que los parámetros están basados en estimaciones de los sismólogos y que contienen un cierto nivel de incertidumbre.

Los parámetros proporcionados en la tabla anterior son los requeridos por el modelo *COMCOT*. Pero para una completa caracterización del terremoto también es necesario conocer otras variables como la magnitud del sismo o el momento sísmico. En este caso, el terremoto tuvo una magnitud de 7.1 en la escala Richter con un momento sísmico de  $5.31 \times 10^{19}$  Nm.

Según la escala Richter, esta magnitud del terremoto puede ocasionar daños severos en áreas muy pobladas. Además, este sismo equivale en términos de energía a 199000t de TNT (trinitrotolueno), que es un compuesto químico explosivo muy común.

## 5.4. Simulación del fenómeno y resultados

Una vez caracterizado el mecanismo de generación del tsunami y disponiendo de toda la batimetría de la zona de estudio a partir de la mallas, se procede a realizar la simulación del tsunami.

Para ello, tal y como se ha expuesto en el capítulo anterior, se utilizará el modelo *COMCOT* con las mallas y las características de la fuente ya descritas. Se deben ajustar parámetros propios del modelo, como el intervalo de tiempo, para que éste funcione correctamente. El intervalo de tiempo se ha intentado que sea el máximo valor posible cumpliendo en todo momento con la condición de Courant (expuesta en el cuarto capítulo). Cuanto más elevado sea el valor del intervalo de tiempo menos durará el proceso de simulación, por lo tanto menos coste computacional requiere. En este caso, el intervalo de tiempo utilizado ha sido de 0.6 segundos.

Los resultados obtenidos aparecen en un formato de matrices donde cada punto corresponde a un valor de elevación del nivel del mar debido al tsunami. La posición del punto en la matriz da la información de la localización de éste dentro de la malla, a partir de las coordenadas esféricas introducidas inicialmente en las redes. Para procesar los resultados obtenidos con el modelo se ha utilizado un programa llamado *SURFER*. Con éste se ha podido exponer la información obtenida de forma gráfica para que facilite la interpretación de los resultados. Se ha necesitado introducir, a base de coordenadas esféricas, la situación de la línea de costa en cada una de las mallas, para poder visualizar la propagación del tsunami en el mar y la intrusión de este en el terreno.

### 5.4.1. Elevación de la superficie del mar en la región de estudio

En primer lugar, se muestran una serie de figuras que corresponden al desarrollo y propagación del tsunami por toda el área de estudio, correspondiente a la malla 01. Para poderlo visualizar mejor se han realizado figuras del desarrollo del fenómeno cada 10 minutos desde la generación. De esta manera, se puede apreciar de forma notable la propagación de la onda por el mar Mediterráneo. Se ha calculado el tsunami hasta pasadas 3 horas desde su formación, pero al cabo de 90 minutos la onda, que ha llegado a toda el área de inundación, pierde su fuerza y los valores correspondientes a tiempos superiores son residuales. Por ese motivo, sólo se ha representado hasta los 100 minutos desde su creación.

A continuación se muestran las figuras 5.9, 5.10, 5.11, 5.12 y 5.13 de la propagación e inundación de la onda. Los gráficos realizados disponen de una leyenda que indica el valor de la elevación del mar, tanto si es positiva como negativa, respecto al nivel medio del mar. En este estudio se ha considerado que en el mar no hay perturbaciones provocadas por el viento o la luna, como son las olas y la marea. Por lo tanto los valores obtenidos hacen referencia únicamente a la generación del tsunami.

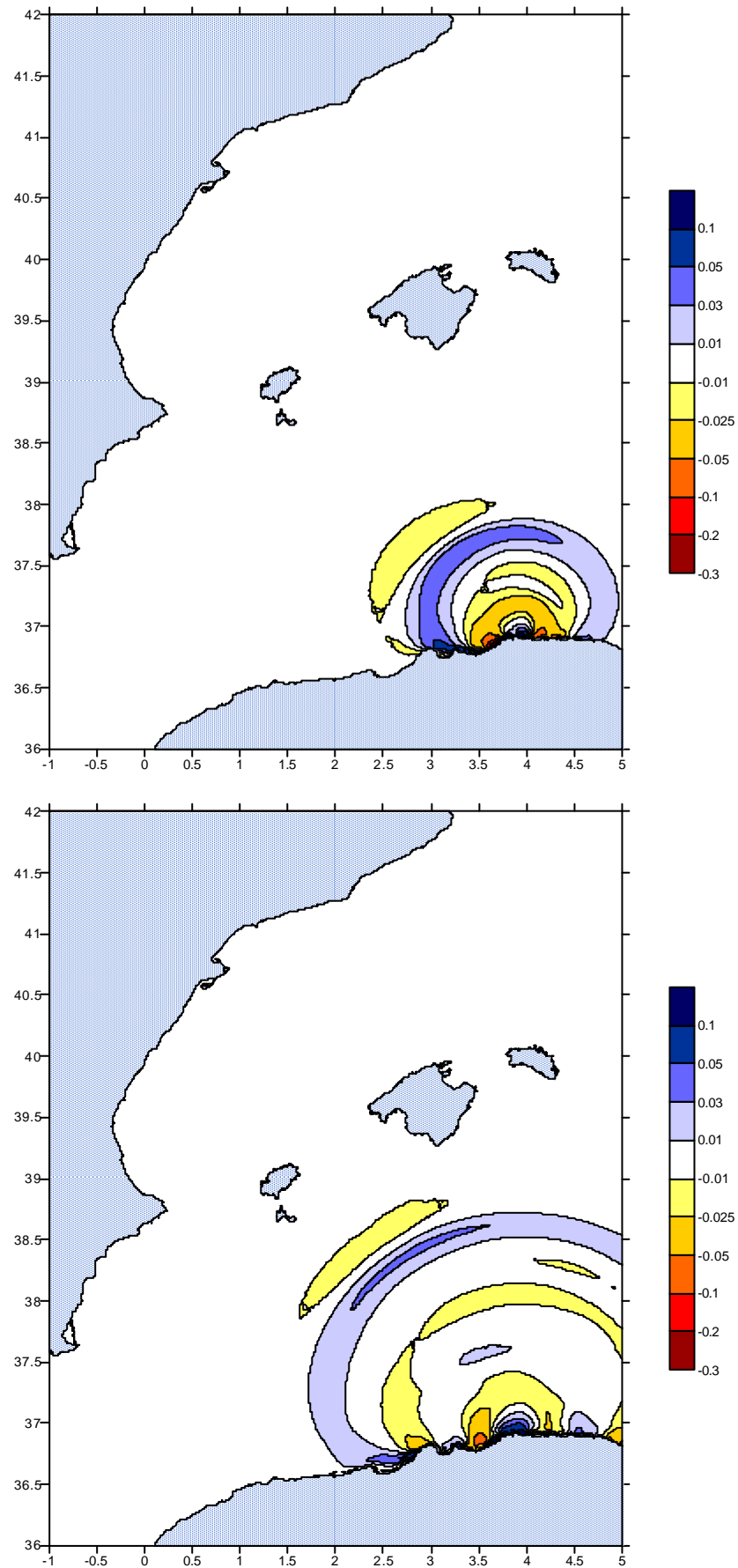


Figura 5.9: Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 10 minutos (figura superior) y a los 20 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.

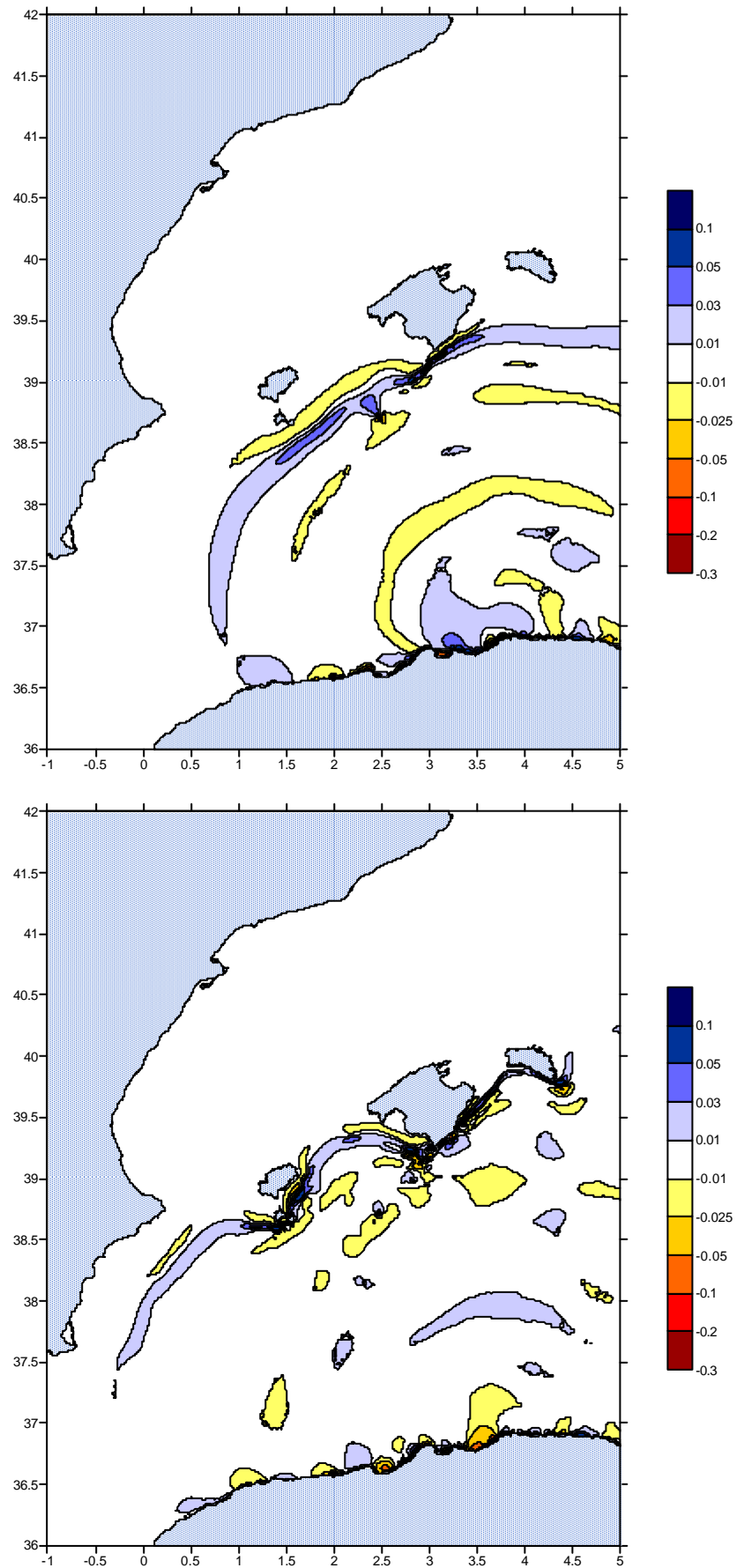


Figura 5.10: Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 30 minutos (figura superior) y a los 40 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.



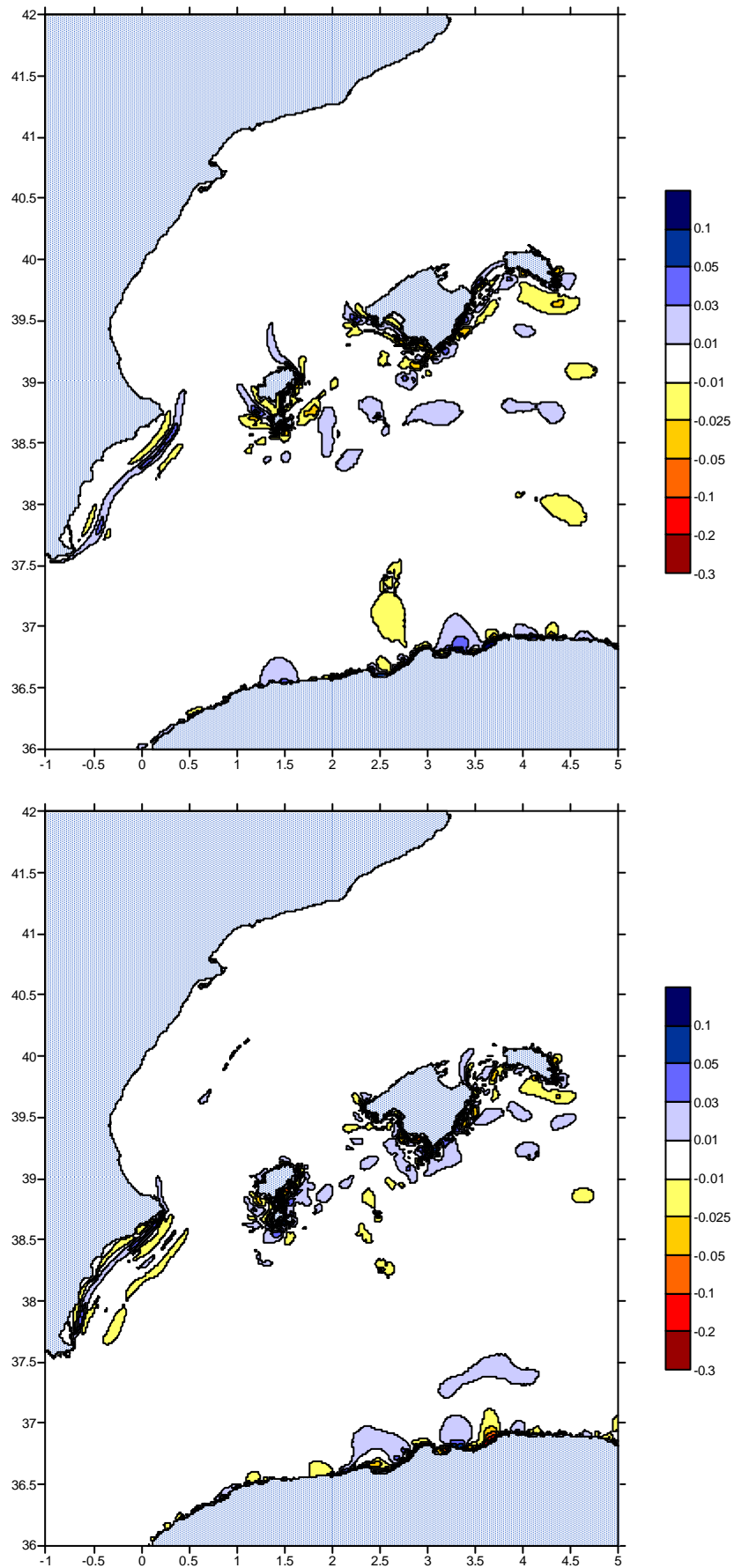


Figura 5.11: Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 50 minutos (figura superior) y a los 60 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.

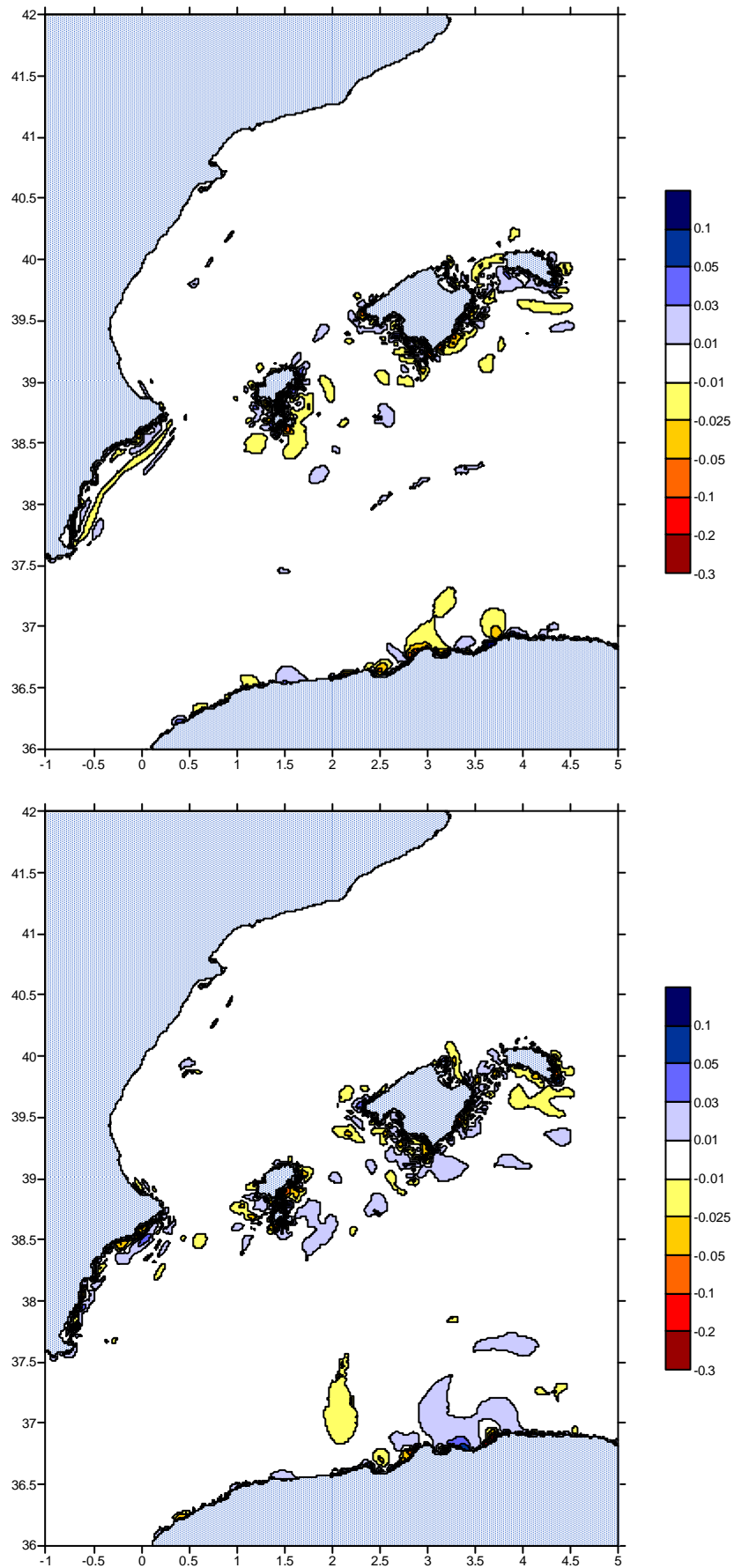


Figura 5.12: Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 70 minutos (figura superior) y a los 80 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.

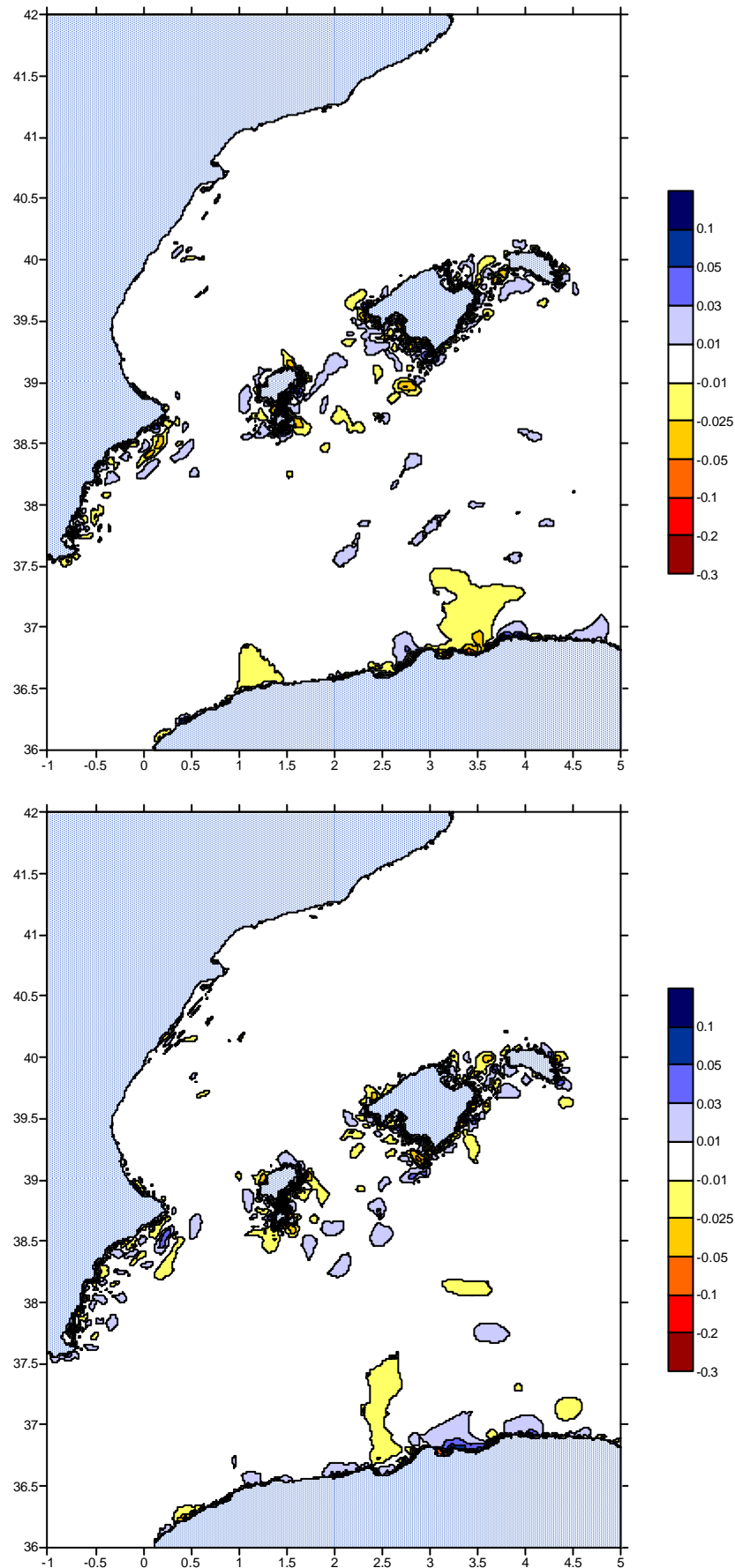


Figura 5.13: Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 90 minutos (figura superior) y a los 100 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Los colores indican la elevación de la superficie libre, numéricamente simulada, en metros.

La propagación del tsunami se desarrolla tal y como era de esperar. En las primeras etapas se produce la generación del tsunami debido al terremoto y la primera expansión y propagación de la onda sin llegar a la costa de estudio, y sin producirse ningún fenómeno de propagación. Para  $t=20$  min y  $t=30$  min, el Tsunami se propaga por el Mar Mediterráneo con una pequeña onda principal con sobreelevación negativa. Una cantidad de la energía de ola del tsunami queda atrapada en la costa de Argelia. Entre 40 y 50 minutos, desde que ocurriera el terremoto, la onda principal del tsunami alcanza las Islas Baleares y aparecen fenómenos como la difracción y refracción. Al mismo tiempo, el tsunami llega a la costa murciana, alicantina y almeriense. A medida que las ondas del tsunami suben a la plataforma continental, la longitud de onda de éstas disminuye considerablemente.

Al llevar 1 hora desde el inicio, el tsunami va avanzando hacia la costa catalana y valenciana, a la vez que continúa afectando a las Islas Baleares, produciéndose oscilaciones importantes en el nivel del mar. La llegada del tsunami a la costa catalana se produce a los 70-80 minutos de su inicio. La onda llega muy débil debido a los fenómenos de difracción, producidos al pasar por las costas Baleares. Éstos consisten en la dispersión y curvado aparente de las ondas cuando encuentran un obstáculo. Por este motivo, al producirse estas perturbaciones las ondas del tsunami pierden fuerza y el impacto en las costas más lejanas al origen, como es el caso de la costa tarraconense, es menor y poco perceptible.

A los 100 minutos de vida del fenómeno, los valores de perturbaciones en el mar son residuales y poco importantes. La alteración en el mar debida al tsunami tarda horas en desaparecer aunque esta sea poco apreciable y pueda pasar desapercibida si se tienen en cuenta agentes que modifican la superficie libre del agua (olas de viento, marea...).

La inundabilidad de la costa se ha estudiado para el sector del Delta del Ebro, por su vulnerabilidad frente este tipo de ataques. A pesar de ello, en los Anejos se pueden encontrar diversas figuras que representan el flujo de volumen de agua para un cierto instante de tiempo, en la malla principal. Con este dato de flujo, se puede conocer la cantidad de agua que puede penetrar hacia el interior de la costa.

#### *5.4.2. Resultados para la región del puerto de Ibiza*

A continuación se pasará al estudio de las regiones de detalle. En las figuras anteriores, se puede apreciar como las Islas Baleares son las primeras en sufrir los efectos del tsunami. Para cuantificar de forma más precisa la altura de ola en esta zona se puede hacer uso de las mallas de mayor detalle, como por ejemplo la definida para el puerto de Ibiza. De la costa ibicenca, interesa conocer las alturas de ola en zonas cercanas al puerto y en el mismo. Por este motivo se han realizado las siguientes instantáneas (figura 5.14), que representan la elevación de la superficie del mar para diferentes instantes de tiempo. Estas representaciones corresponden a la malla 31 (Puerto de Ibiza), y al igual que en el caso anterior, van acompañadas de una escala de valores.

Tal y como se observa en las instantáneas, la propagación de las ondas del tsunami no se realiza de la forma esperada: aparecen unas perturbaciones en ambos contornos laterales de la malla. A medida que avanza el tiempo estas perturbaciones se expanden a lo largo del área representada, dando lugar a valores de elevación de la superficie del mar elevados.



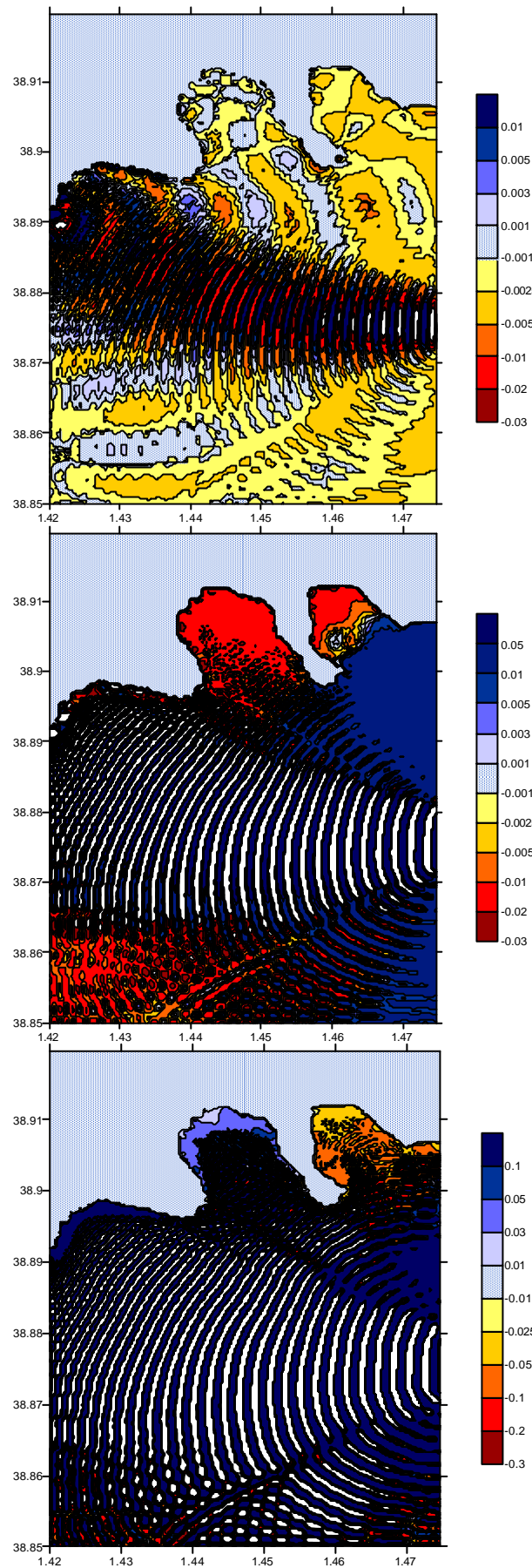


Figura 5.14: Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 40 minutos (figura superior), a los 50 minutos (figura central) y a los 60 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Puerto de Ibiza, en metros.

Las perturbaciones pueden ser debidas a diversos factores como la batimetría de la malla, la estabilidad del modelo (controlada por el número de Courant) y/o discrepancias en los contornos de la malla. Para solucionar este problema surgido se ha llevado a cabo diferentes pruebas para mejorar los resultados: disminución del paso de tiempo (mejor de la estabilidad), realización de un suavizado en la batimetría (evitar posibles saltos en la topografía del fondo marino) y variación de las coordenadas de los contornos laterales. En todos los cambios realizados las perturbaciones aparecen en menor o mayor medida. Esta inestabilidad surgida en el modelo, al realizar los cálculos en la malla 31, es difícil de solventar, y todos los intentos realizados para mejorar los resultados no han sido del todo satisfactorios.

Para completar la información de la región de Ibiza se han escogido diversos puntos de medición de la elevación de la superficie del mar, en la malla 21. Se ha escogido esta malla, ya que la de mayor detalle han aparecido perturbaciones difíciles de solucionar, tal y como se ha mostrado en el párrafo anterior. A continuación se exponen las características y situación de éstos.

Punto de medición A      Latitud      38° 53' 24"  
                                          Longitud      1° 25' 48"  
 Esta situado en un punto cercano a la costa y al oeste del puerto de Ibiza.

Punto de medición B      Latitud      38° 55' 36"  
                                          Longitud      1° 26' 36"  
  
 Se encuentra en el puerto de Ibiza, donde se encuentra emplazado un mareógrafo, cuyos datos se utilizan en apartados posteriores.

Punto de medición C      Latitud      38° 54'  
                                          Longitud      1° 27' 54"  
 Esta situado en un punto costero, al este del puerto de Ibiza.

En la tabla 5.8 se muestra la elevación de la superficie del mar, obtenida por la simulación, en los puntos de Medición descritos anteriormente. Además se indica el instante en el cual ha sido medido.

Tiempo desde generación (minutos)	Elevación de la superficie del mar (m)		
	Punto de medición A	Punto de medición B	Punto de medición C
10	0.001	0.001	0.001
20	-0.364	0	-0.079
30	0.121	0.05	0.982
40	-0.546	0.09	0.292
50	1.423	1.3	-0.144
60	2.078	-0.5	0.411
70	0.556	0.623	1.095
80	1.935	0.4	-1.78
90	0.714	-0.001	0.028
100	-1.392	0.46	0.728

Tabla 5.8: Elevación de la superficie del mar en diferentes puntos de la costa ibicenca indicando el instante en el cual ha sido medido.

El tsunami representado, que simula el ocurrido en el 2003, ha alcanzado valores de elevación de la superficie del mar en la costa ibicenca importantes, tal y como se comprueba en la tabla anterior. En algunos puntos se han alcanzado alturas de más de 2 metros, valores altos para esta región. En la parte oeste los valores son menores que al este del puerto. Dentro de éste se han contabilizado elevaciones importantes y perjudiciales para el correcto funcionamiento del puerto; se pueden producir oscilaciones violentas que pueden provocar la rotura y/o vuelco de muchas embarcaciones y la inoperatividad de la instalación. Estas consecuencias fueron las que ocurrieron en el tsunami generado en el 2003.

En esta región no se ha realizado un estudio de inundabilidad, ya que el litoral ibicenco consta de valores de relieve del terreno bastante elevados, si se comparan con otras zonas costeras. Un estudio de este tipo se puede realizar en trabajos futuros, tomando como base los datos de flujo de volumen, calculados en este documento.

#### 5.4.3. Resultados para la región del Delta del Ebro

Como se ha visto en el caso anterior, el tsunami afecta considerablemente a la costa balear, generando perturbaciones en la superficie del mar de altura considerable y pudiendo provocar oscilaciones violentas en los puertos. En cambio, en la región del Delta del Ebro, las ondas asociadas al maremoto llegan con poca fuerza y poca altura de ola a la costa tarraconense. Todo ello es debido a la falta de magnitud del tsunami simulado y a los efectos de difracción provocados al pasar por las islas Baleares, tal y como se ha descrito anteriormente. Las figuras que se muestran a continuación describen, para ciertos instantes de tiempo la altura de ola en la zona del Delta del Ebro. En esta región se han realizado dos mallas diferentes, una para el sector sur y otra para el sector norte.

A continuación se ha representado diferentes figuras (5.15 y 5.16) con la elevación de la superficie del mar en la región sur deltaica, utilizando la malla 32. Como se comprueba en los gráficos, la escala de colores, que se añade para cuantificar la elevación de la superficie de agua, es de una magnitud mucho menor a la utilizada en gráficos anteriores (10 veces inferior).

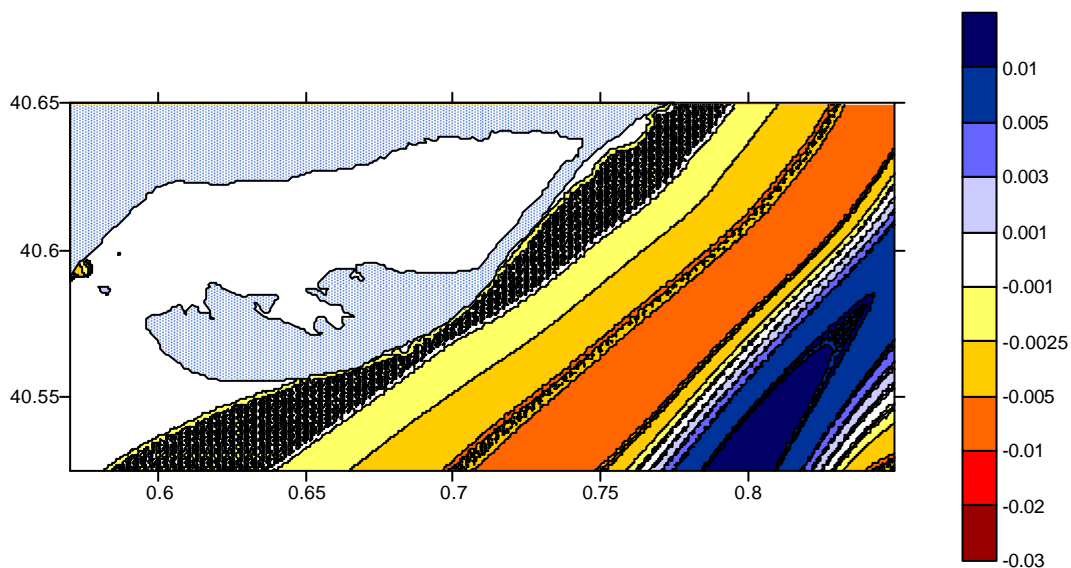


Figura 5.15: Instantánea de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 90 minutos. Zona Sur del Delta del Ebro.

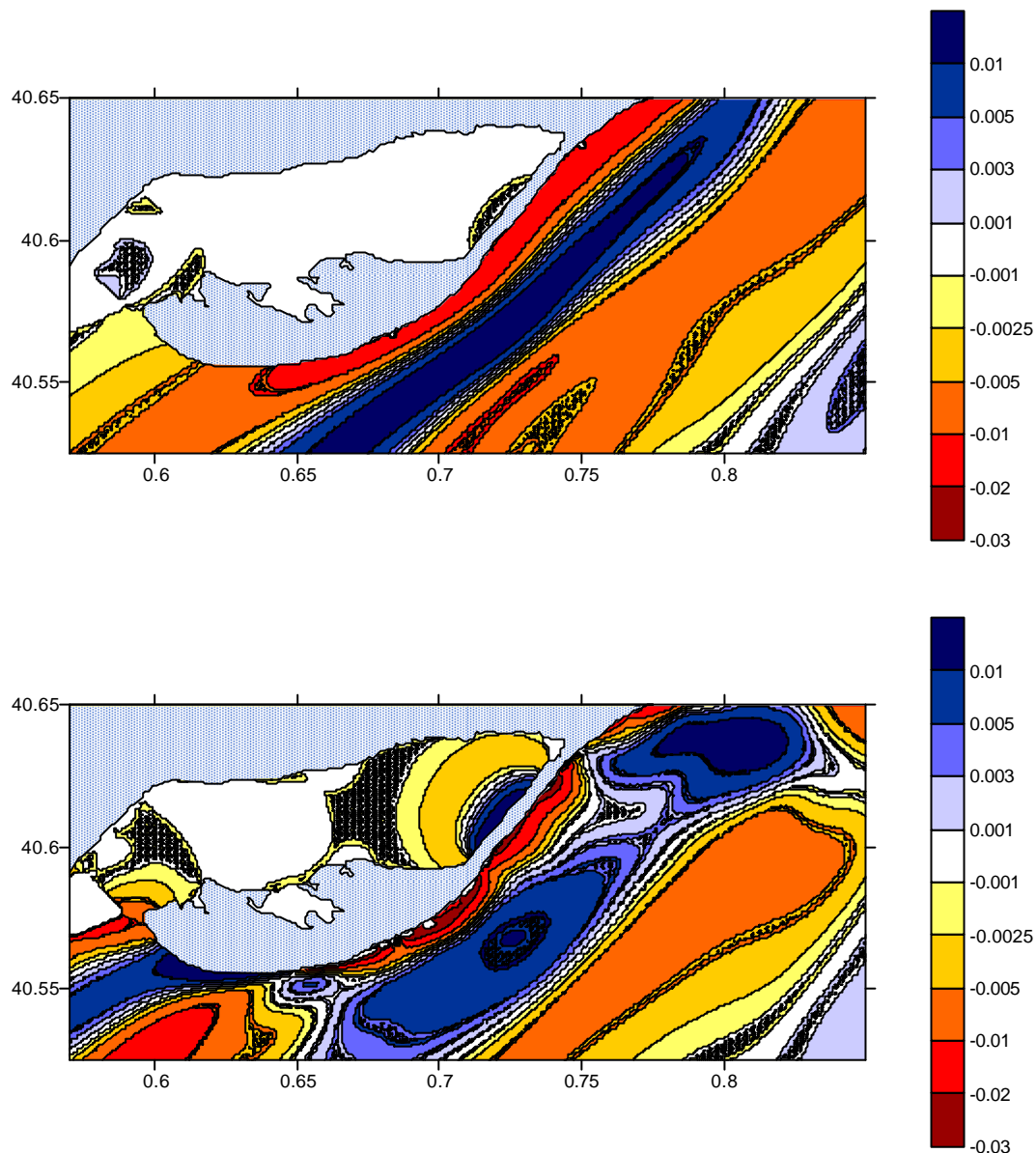


Figura 5.16: Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 100 minutos (figura superior) y a los 110 minutos (figura inferior) tras el terremoto, en metros. Zona Sur del Delta del Ebro.

Tal y como se comprueba en las instantáneas anteriores, la propagación del tsunami obtenida en esta malla es la esperada. A los 90 minutos, la onda llega a la costa Tarraconense, y a los 100 ya ha traspasado la barra del Trabucador y empieza a producirse la inestabilidad de las ondas e inundación en la costa. Los valores de la altura de ola son poco importantes.

A continuación, para complementar la información anterior se muestran las figuras 5.17 y 5.18, con la representación de la altura de ola en el sector norte del Delta.

A diferencia de la malla 31, en las mallas 32 y 33 no aparecen perturbaciones ni inestabilidades del modelo. Una posible explicación del buen funcionamiento del programa en estas mallas es la batimetría del Delta del Ebro. En ésta no se encuentran saltos bruscos y la transición de un valor a otro es suave. Además los



valores del relieve en esta región, tal y como se ha comentado en apartados anteriores son cercanos al nivel del mar.

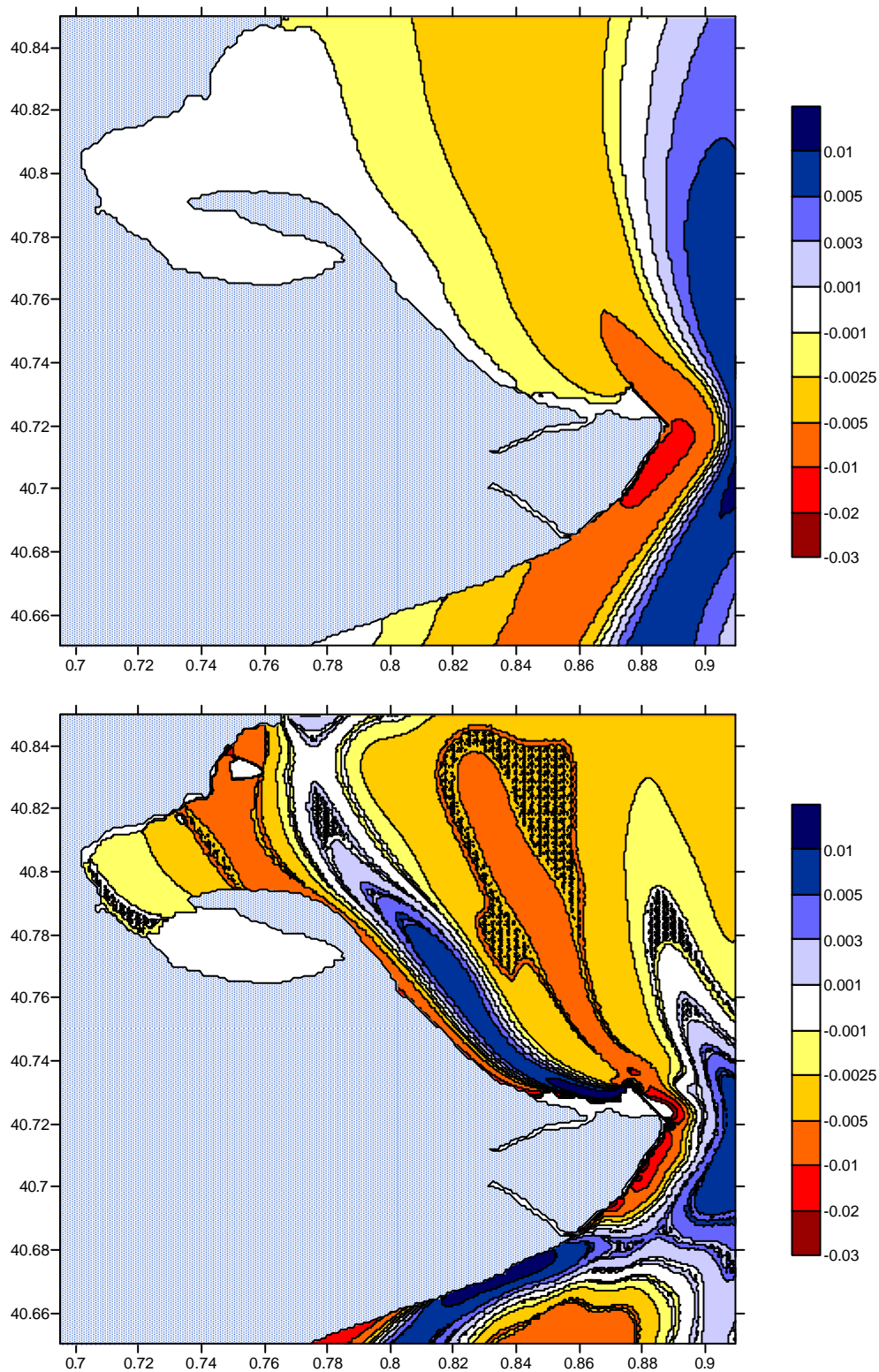


Figura 5.17: Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 90 minutos (figura superior) y a los 100 minutos (figura inferior) tras el terremoto, en metros. Zona del Delta del Ebro (sector norte).

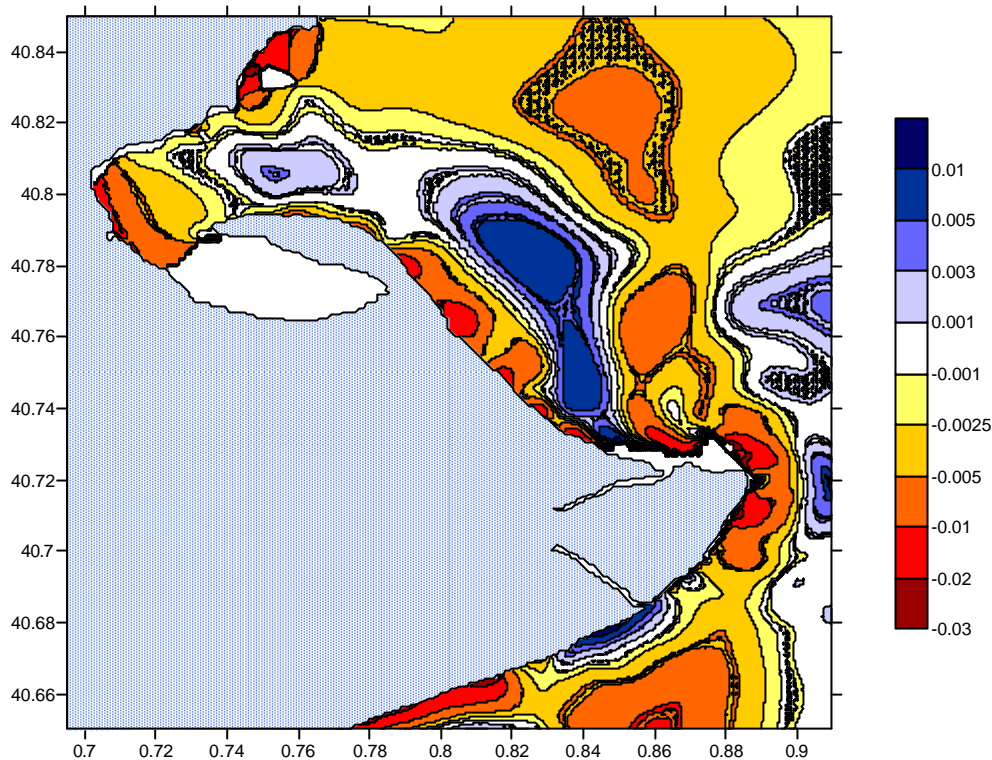


Figura 5.18: Instantánea de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 110 minutos tras el terremoto, en metros. Zona del Delta del Ebro (sector norte).

En este sector del Delta se produce un desarrollo de la propagación similar al caso anterior. La onda llega a la hora y media de la ocurrencia del terremoto, y a partir de ese momento se produce la inundación y la inestabilidad de las ondas en la costa. A diferencia de la región Sur, en el sector Norte no se aprecia el paso de las ondas del tsunami por entrantes de tierra característicos del Delta del Ebro.

Al igual que en el caso de Ibiza se ha querido complementar la información gráfica con datos de elevación de la superficie del mar obtenidos en diferentes puntos distribuidos a lo largo de la costa del Delta del Ebro. En este caso, como en el de Ibiza, se han estudiado tres puntos del litoral que se describen a continuación:

Punto de medición A'	Latitud	40° 33' 36"
	Longitud	0° 43' 18"
	Esta situado en un punto cercano a la costa del Delta del Ebro en el sector Sur.	
Punto de medición B'	Latitud	40° 44' 24"
	Longitud	0° 51'
	Se encuentra en el litoral deltaico, al sur del sector norte.	
Punto de medición C'	Latitud	40° 49' 12"
	Longitud	0° 46' 48"
	Esta situado en un punto costero, al norte del sector norte del Delta.	

En esta región también existe un mareógrafo en el puerto de l'Ampolla, localidad Tarraconense. Las características de éste, conjuntamente con los datos de elevación

de la superficie del mar, se encuentra en el capítulo siguiente, dónde se realiza una calibración del modelo.

Una vez expuestos los sitios donde se han obtenido los datos, éstos se muestran en la tabla 5.9.

Tiempo desde generación (minutos)	Elevación de la superficie del mar (m)		
	Punto de medición A'	Punto de medición B'	Punto de medición C'
50	0	0	0
60	0.001	0	0
70	0	0	0.001
80	0.001	-0.001	0.001
90	-0.003	0.005	-0.002
100	0.017	-0.011	-0.014
110	0.01	0.004	0.02
120	0.003	-0.001	0.002
130	0.006	-0.004	-0.001

Tabla 5.9: Elevación de la superficie del mar en diferentes puntos de la costa tarraconense indicando el instante en el cual ha sido medido.

Tal y como se ha apreciado en los gráficos anteriores y ahora en la tabla de datos, los valores de elevación de la superficie del mar en esta región de estudio son muy inferiores a los resultados obtenidos en las Islas Baleares. En esta zona es casi imperceptible el paso del tsunami y lo más probable es que no afecte de manera negativa a la costa tarraconense. Además, se corrobora gráficamente y con la tabla de valores, la tardía en la llegada del tsunami en esta región.

En el sector del Delta del Ebro se ha realizado un estudio de la inundabilidad de la zona al paso del tsunami. Sólo se ha realizado en esta región debido a la topografía característica; es una extensión con un gradiente topográfico casi nulo, con una cota de elevación del terreno cercana al nivel del mar. En algunos casos, los tsunamis pueden aparecer con poca altura de ola pero con gran poder destructivo, debido al flujo de agua asociado a éstos, que penetra hacia el interior del territorio.

El modelo *COMCOT*, además de proporcionar los valores de elevación de la superficie del mar, también ofrece valores de flujo de volumen a cada instante de tiempo. Éste se puede definir como el volumen de agua transportada por unidad de tiempo. Los valores del flujo de volumen vienen diferenciados para cada eje. Por lo tanto se tiene un flujo de volumen para la dirección x (longitud) y otro para la y (latitud). Para poder representarlos conjuntamente se ha realizado un programa, del cual se obtiene un documento, para cada instante de tiempo, con el valor absoluto del flujo de volumen en cada punto de las diferentes mallas.

A continuación se muestran las figuras 5.19 y 5.20 que muestran la cantidad de flujo de volumen, en un instante de tiempo determinado, en el sector norte del Delta del Ebro. Se ha escogido este sector para realizar las gráficas ya que es el más extenso y se puede visualizar mejor una mayor área afectada. Las unidades del flujo son  $m^3/s \cdot m$ .

De estos gráficos se puede obtener la cantidad de agua que se mueve hacia el interior, y que puede provocar inundaciones severas. Para conocer este dato se tiene que obtener el valor del flujo de volumen a lo largo de la línea de la costa, a partir de



los gráficos siguientes, y realizar un sencillo producto entre este dato, el intervalo de tiempo y la longitud de la costa. En este estudio no se han realizado estos cálculos, pero se presentan unos datos de flujo de volumen que sirven como base para un posible estudio futuro de la inundabilidad de la zona.

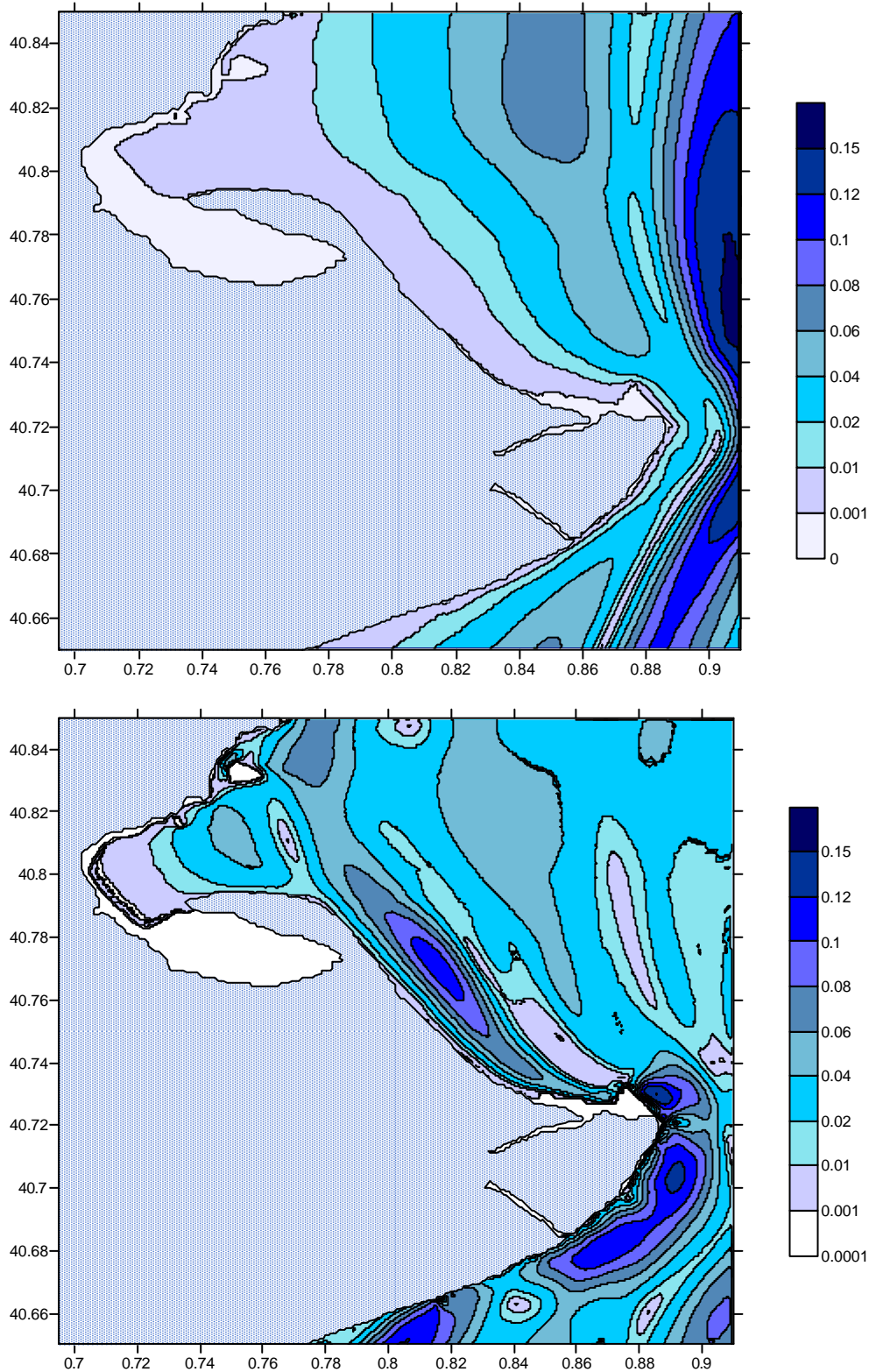


Figura 5.19: Instantáneas del flujo de volumen, simuladas numéricamente a los 90 minutos (figura superior) y a los 100 minutos (figura inferior) tras el terremoto, en  $\text{m}^3/\text{m}\cdot\text{s}$ . Zona del Delta del Ebro (sector norte).

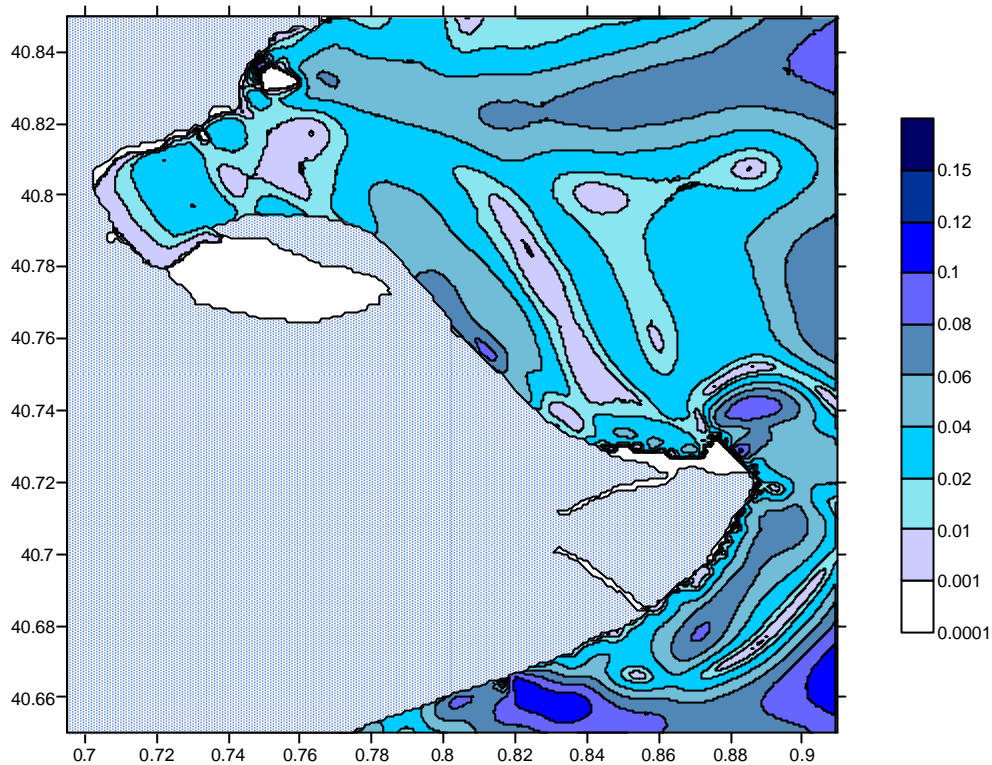


Figura 5.20: Instantánea del flujo de volumen, simuladas numéricamente a los 110 minutos tras el terremoto, en  $\text{m}^3/\text{m}\cdot\text{s}$ . Zona del Delta del Ebro (sector norte)

Tal y como se observa en las figuras anteriores, en la costa no se alcanzan valores de flujo de volumen superiores a  $0.15 \text{ m}^3/\text{s}\cdot\text{m}$ . El valor medio de flujo de volumen a lo largo de la costa de esta región, durante el intervalo de 20 minutos representado, es de, aproximadamente,  $0.06 \text{ m}^3/\text{s}\cdot\text{m}$ . Si se toma una región costera de 100 km, el caudal de agua que se en este periodo de tiempo sería de  $6 \text{ m}^3/\text{s}$ . Es un valor razonable pero poco significativo, ya que supondría una cantidad de agua poco importante hacia el interior del territorio.

Para complementar el estudio de inundabilidad es conveniente realizar una representación gráfica de la extensión inundada por el tsunami. En este caso, al tener valores de flujo poco importantes la región inundada resultante es despreciable (altura de olas de menos de 5 centímetros).

## 6. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD Y CALIBRACIÓN

### 6.1. Estudio de sensibilidad

Los parámetros del plano de falla desempeñan diversos papeles en la determinación de la elevación de la superficie libre en el momento inicial en la zona de generación. Generalmente, en el cálculo de estos parámetros del plano de falla están implicadas siempre algunas incertidumbres; es útil conocer la sensibilidad de cada parámetro en la predicción de las alturas de ola en una localización lejana a la zona de generación. De esta manera, se podrá predecir en el resultado una posible variación del valor de alguno de los parámetros del plano de falla.

Los parámetros de los cuales se va a estudiar la sensibilidad son la profundidad del epicentro, la localización del terremoto, la orientación del plano de falla y la magnitud del sismo.

#### 6.1.1. Profundidad del epicentro

Es un parámetro clave para la generación de tsunamis, tal y como se ha visto en capítulos anteriores. Si la profundidad es elevada puede incluso no producirse el fenómeno. Es difícil que el valor medido de esta variable sea exacto, y pueden producirse errores de hasta un 10%. Por este motivo es necesario someterla a un estudio de sensibilidad.

Para llevarlo a cabo se ha cambiado el valor de la profundidad del epicentro al terremoto base que se ha simulado en el estudio. Los valores nuevos de profundidad escogidos para ser simulados son datos de otros terremotos similares ocurridos en la misma zona de generación. De esta manera se puede asegurar que los valores son físicamente posibles. Estos datos de profundidad del epicentro son: 6, 9 y 16 km. La profundidad del epicentro del sismo de estudio es de 8 km, y algunos valores propuestos se diferencian poco de este valor establecido y en cambio otros le superan en un 100% de su valor. De esta manera, con datos totalmente diferentes, se puede analizar la sensibilidad del parámetro para un campo más amplio de valores.

Con cada valor diferente de profundidad se ha realizado una simulación con el modelo COMCOT y los resultados gráficos de cada profundidad del epicentro se muestran en los Anejos. Para poder comprobar las diferencias entre los distintos valores de profundidad del epicentro, en la página siguiente se muestra la figura 6.1 con el estado del tsunami, para cada profundidad al llegar a la costa Balear en el minuto 30 desde la generación.

Tal y como se esperaba, a medida que disminuye la profundidad epicentral aumenta la magnitud del tsunami. Por este motivo, para el terremoto mas profundo, el de 16 km, la magnitud del maremoto provocado es mínima, con alturas de ola bajas a la llegada a la costa. De manera contraria ocurre para una profundidad del epicentro de 6 km; mayor magnitud de tsunami que el simulado en el estudio, y con mayor duración de éste a lo largo del mar Mediterráneo. Para cuantificar el grado de sensibilidad hacia este parámetro se ha asumido como lineal la relación entre la variación y la sensibilidad, para de esta manera poder tener en cuenta los tres valores de profundidad. Con una variación de 2 km en la profundidad del epicentro del sismo se producen unos cambios del 12% aproximadamente en el resultado de la simulación.

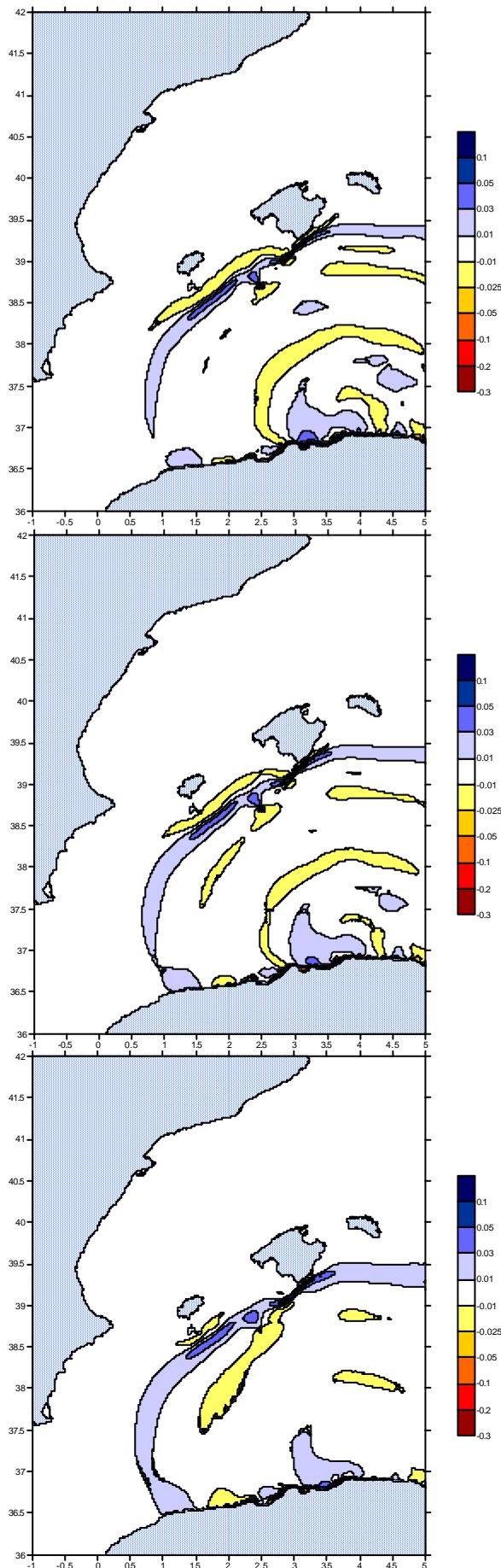


Figura 6.1: Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 30 minutos para profundidades del epicentro de 6 km (superior), 9 km (central) y 16 km (inferior).

A medida que crece la profundidad del epicentro, disminuye la magnitud del tsunami referida a la altura de ola máxima que alcanza a su llegada a la costa y también la cantidad de ondas asociadas al fenómeno. Esta característica se puede apreciar en la figura anterior, la simulación para una profundidad de 6 km tiene una cantidad de olas superior a los otros dos casos.

Otro parámetro que es interesante estudiar es la profundidad del agua. La batimetría del sistema de mallas suele ser un dato poco preciso y variable dependiendo del estudio realizado, puede tener variaciones de un 10%. Por este motivo es necesario conocer cómo la variación de la profundidad del agua influirá en la altura de ola en las regiones afectadas por el tsunami. En este análisis de sensibilidad se han tomado valores de profundidad de los diversos estudios realizados a terremotos de la zona de generación del tsunami. El resultado ha sido el siguiente: se han producido variaciones totalmente despreciables de la altura de ola a la llegada a la costa. Por lo tanto, la magnitud del tsunami no es sensible a la profundidad del agua. Este resultado es razonable ya que la escala horizontal de longitud, para este tipo de variación de la profundidad del agua, es un orden de magnitud menor que la longitud de onda del tsunami.

#### 6.1.2. Localización del epicentro

La localización del sismo es un parámetro clave para la formación e intensidad de tsunamis. Si el terremoto se produce en el mar u océano lejos de costa, las probabilidades de que se genere un tsunami son superiores a si ocurre en tierra o en la costa. En el caso del terremoto estudiado, el epicentro se encuentra en un lugar del mar Mediterráneo muy cercano a la costa de Argelia. Para estudiar la sensibilidad se ha simulado un nuevo tsunami con una posición del epicentro diferente. Al igual que en el caso anterior, la localización elegida es un punto donde se puede producir un terremoto de este calibre y, además, tiene que provenir de la misma falla, y por lo tanto de la misma región, que el sismo estudiado. Las coordenadas nuevas para realizar el estudio de sensibilidad se muestran a continuación:

Latitud	37° 15'
Longitud	3° 39'

Estas coordenadas sitúan al epicentro del sismo en un lugar más alejado de la costa de Argelia que el terremoto base. La coordenada de longitud es la misma que la utilizada para el estudio. Con estas nuevas coordenadas se ha realizado una simulación de un nuevo tsunami y los resultados gráficos se encuentran en los Anejos. En la página siguiente se muestra la figura 6.2, con las instantáneas del nuevo tsunami a los 10 minutos y a los 40 minutos de su generación.

El resultado obtenido de la simulación es el esperado: al encontrarse el epicentro más al interior del mar, la masa de agua involucrada es superior, por lo tanto el tsunami generado tiene una mayor magnitud. La altura de ola a la llegada a la costa es superior que con la localización del epicentro del terremoto de estudio, además la duración del fenómeno también es superior así como la cantidad de ondas asociadas al tsunami generado.



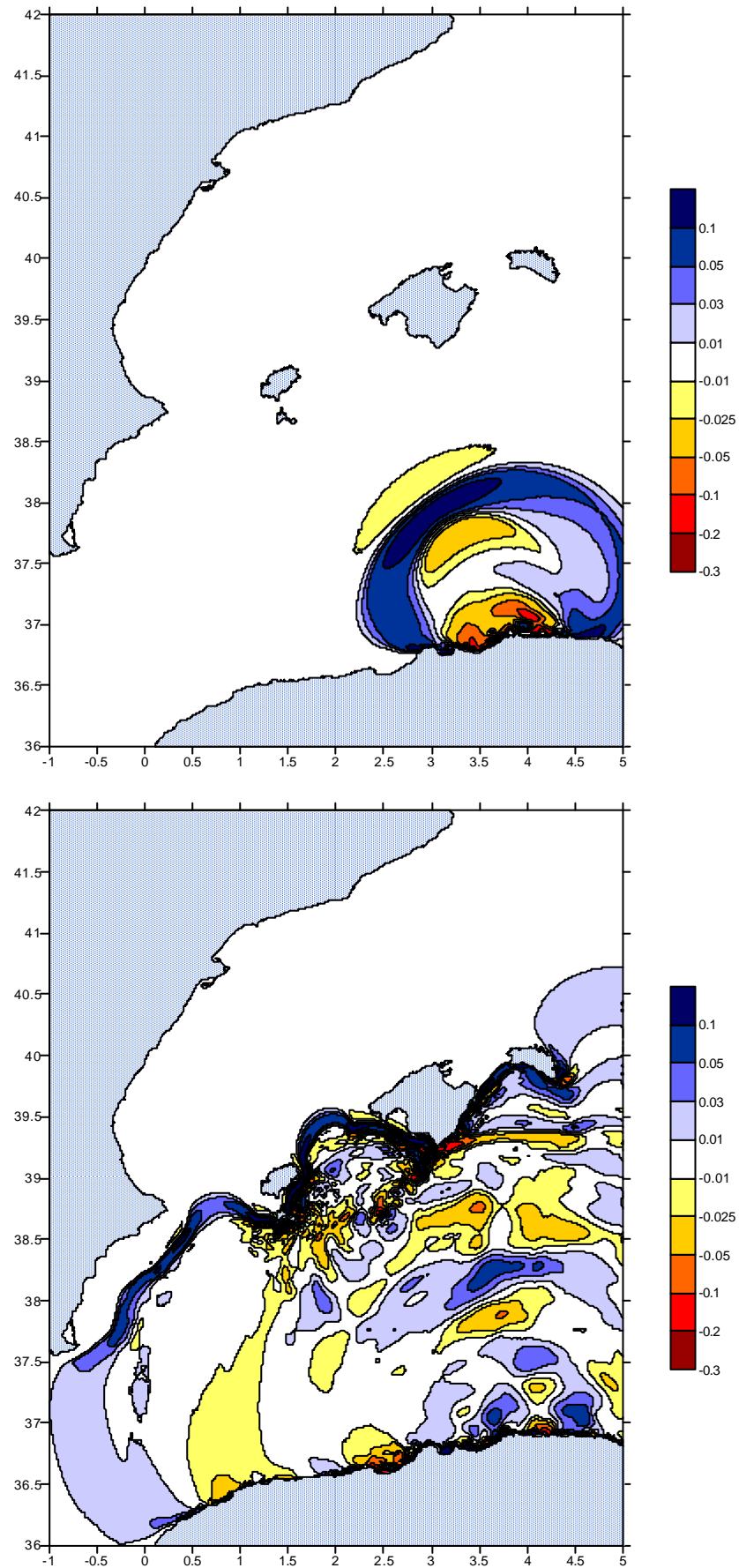


Figura 6.2: Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 10 minutos (superior) y 40 minutos (inferior) de su generación para una localización más alejada de la costa argelina, situado en una posición más interior en la mar Mediterráneo.

Si se compara la anterior figura con la figura 5.9 y 5.10, correspondiente a los mismos instantes de tiempo pero diferente localización, se comprueba lo dicho anteriormente. La magnitud del fenómeno es claramente superior durante toda su duración y se puede percibir claramente a los pocos minutos de su generación. En este caso, es difícil cuantificar numéricamente la variación del parámetro con la sensibilidad de los resultados. Se puede decir que, al aumentar la latitud medio grado, la variación provocada en la altura de ola máxima en la costa es un 30% superior. Las coordenadas del epicentro tienen que estar situadas a lo largo de una falla para que sea físicamente posible la ocurrencia de un terremoto. Por lo tanto, la altura de ola en el campo lejano del tsunami, es muy sensible a la localización del epicentro.

### *6.1.3. Orientación del plano de falla*

La orientación del plano, tal y como se ha visto anteriormente, se puede definir por tres ángulos: acimut de la traza (strike), buzamiento del plano (dip) y ángulo de desplazamiento (slip). De éstos, sólo hay uno cuya variación provoca un cambio no despreciable en el resultado de la simulación, que es el acimut de la traza (strike). El dip y el slip no se han sometido a este análisis, ya que son parámetros poco variables y que provocan pocas variaciones. Gica et al. (2005) mostraron que el efecto del acimut de la traza puede depender de la distancia entre el campo lejano del tsunami (zona de inundación) y la región de origen del fenómeno. Si la distancia es tan grande que la región de origen puede considerarse como un punto fuente, entonces el efecto del ángulo strike se puede despreciar.

En el terremoto utilizado en este estudio, el valor del strike es de 54°. Para probar con nuevos valores de este parámetro se han consultado diversos autores que describieron el terremoto ocurrido el 2003 y del cual se ha simulado el tsunami. Cada uno de ellos proporciona valores del acimut de la traza diferentes, y, para realizar el estudio de sensibilidad, se ha escogido entre éstos los valores de 64° y 70°. Con éstos se ha simulado un nuevo fenómeno y los resultados gráficos se muestran en los Anejos al completo. En la siguiente página se encuentra la figura que compara, para diferentes instantes de tiempo, la diferencia entre los tsunamis generados por diferentes orientaciones del plano de falla.

En este caso, es difícil predecir el resultado obtenido por el modelo, ya que no existe una relación directa entre el acimut de la traza y la magnitud del tsunami, por lo tanto es complicado predecir la afectación de este parámetro. Los resultados obtenidos de la simulación son los siguientes: tal y como se puede observar en los gráficos, a medida que crece el valor del ángulo strike disminuye la magnitud del tsunami, y por lo tanto decrece también la máxima altura de ola a la llegada a la costa. Ésta disminuye un 7% al aumentar 10° el acimut de la traza. Como se puede observar en las figuras 6.3 y 6.4 siguientes, el cambio en la magnitud del maremoto al variar este parámetro es evidente, tanto a la llegada a la costa de inundación como a los pocos minutos de la generación. Por lo tanto, la máxima altura de ola es sensible a la orientación del plano de falla, más concretamente, al acimut de la traza, que es el único de los tres ángulos que, teóricamente, puede influir en los resultados.

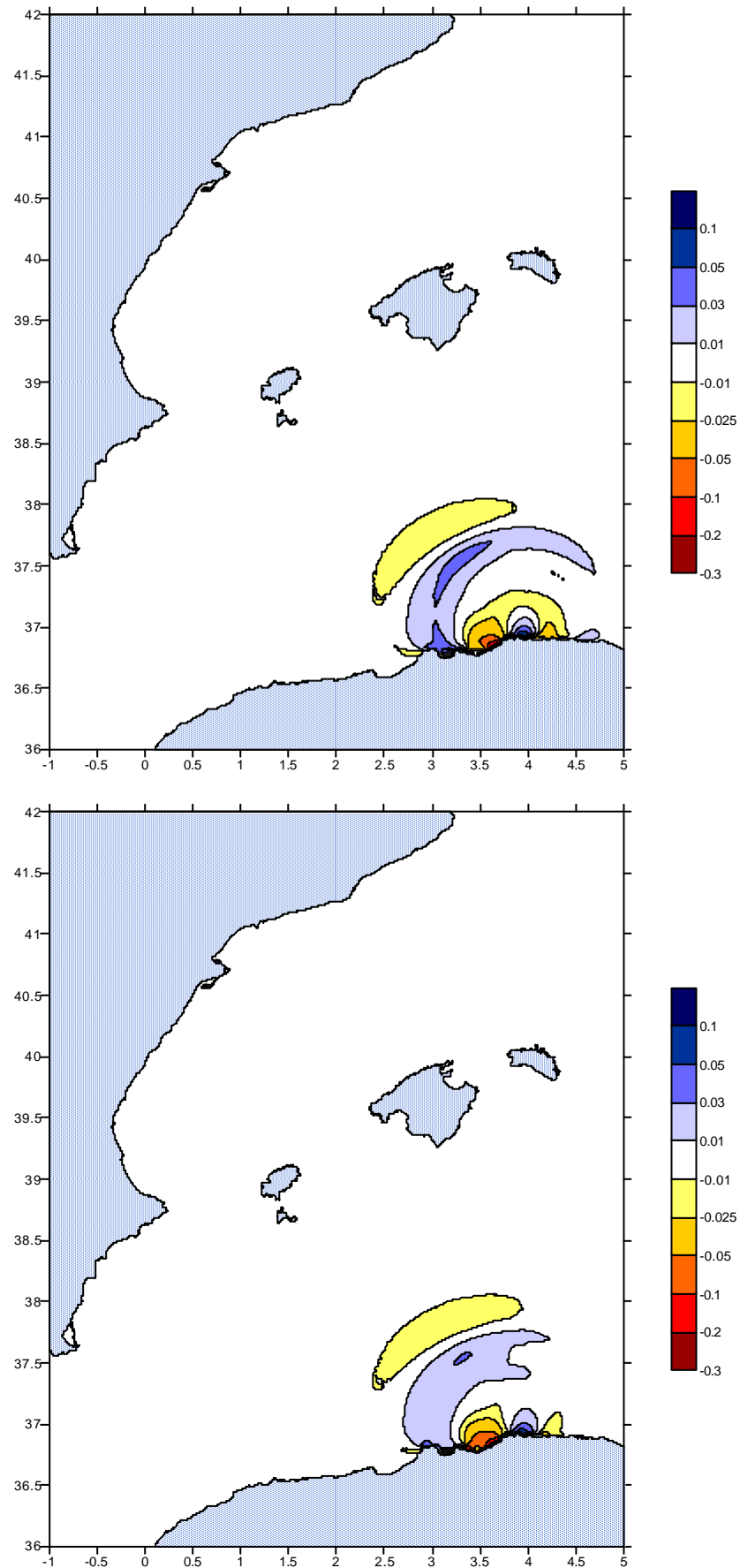


Figura 6.3: Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 10 minutos para valores del ángulo strike de 64° (superior) y 70° (inferior).

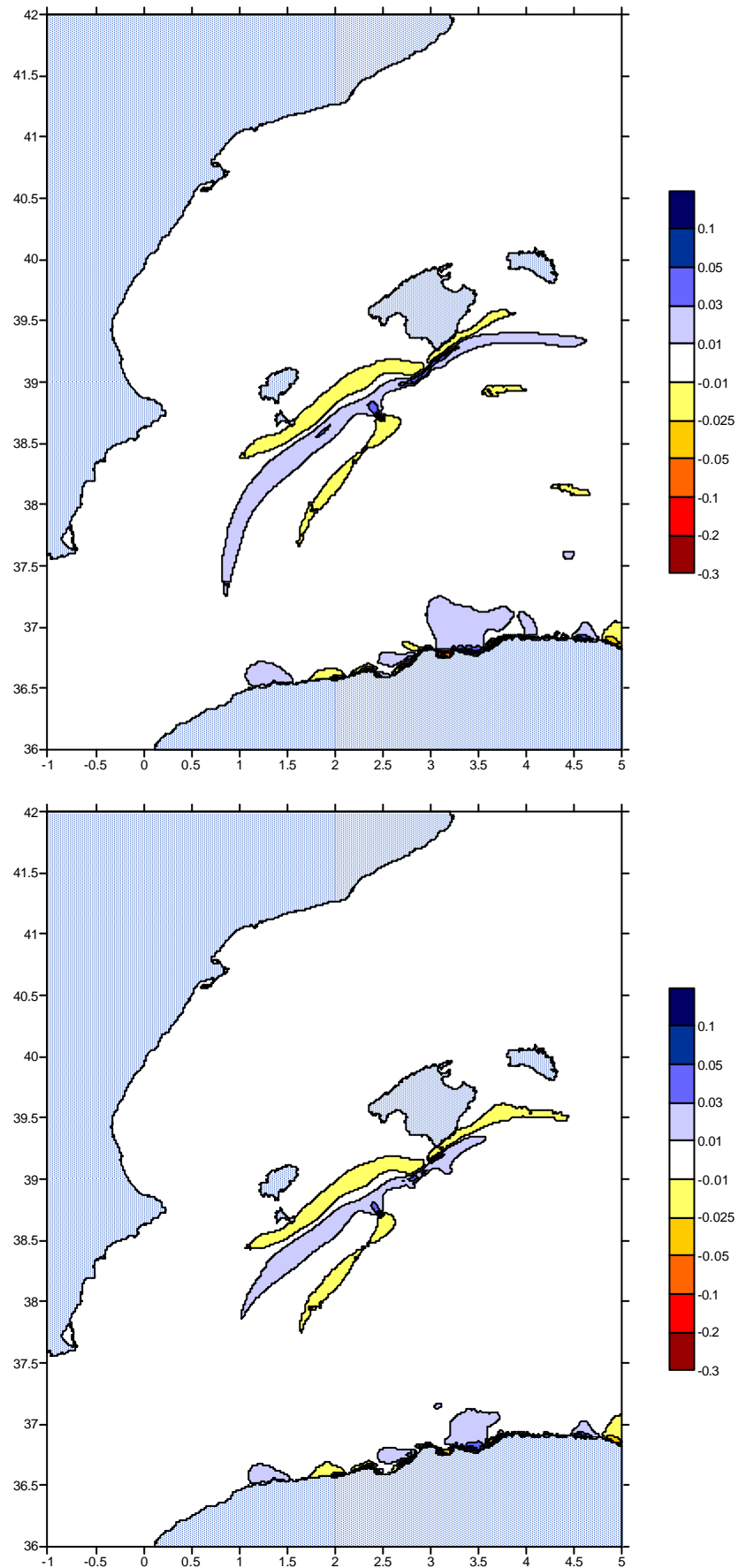


Figura 6.4: Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 30 minutos para valores del ángulo strike de 64° (superior) y 70° (inferior).

#### 6.1.4. Magnitud del sismo

La magnitud del sismo es una variable que esta relacionada, tal y como se ha visto en el capítulo cuarto, con el momento sísmico. Éste puede ser escrito utilizando la expresión 4.1. Esta variable depende del módulo de deformación de las rocas involucradas en el terremoto, de la longitud y la anchura del plano de la falla, y de la dislocación, término definido anteriormente. El momento sísmico no es requerido por el modelo COMCOT para realizar la simulación, pero si parámetros directamente dependientes como la dislocación y las dimensiones del plano de falla. En el terremoto base, estos parámetros, la magnitud y el momento sísmico tienen los valores siguientes:

Dislocación	1.5 m
Longitud	64 km
Anchura	32 km
Módulo de deformación	$1.73 \cdot 10^{19}$ Pa
Momento sísmico	$5.31 \cdot 10^{19}$ Pa·m <sup>3</sup>
Magnitud del sismo	7.1

Existe una relación evidente entre la magnitud del sismo y la magnitud del tsunami, como se ha mostrado en el capítulo tercero. A medida que aumenta la magnitud del sismo o el momento sísmico, también lo hace la del tsunami. Lo que interesa conocer en este apartado es la afectación sobre la magnitud del tsunami al variar el valor del momento sísmico. Para llevarlo a cabo, se variará el valor de la dislocación y de las dimensiones del plano de falla.

En primer lugar, se realizará el estudio de sensibilidad variando la dislocación. A partir de la expresión 4.1 se puede asegurar que un aumento de la dislocación provocará un aumento en el momento sísmico y la magnitud de este, así como un aumento también en la intensidad del tsunami. Éste es un parámetro que, en el terremoto base utilizado en este capítulo, tiene un valor de 1.5 m. Se puede considerar bastante elevado ya que no se conocen dislocaciones superiores a 1.8 m en esta zona, y el valor habitual de este parámetro está alrededor de 1 m. Para realizar este análisis, se ha variado la dislocación un 30%, quedando como valor inferior 1 m y superior 2 m. Éste último se ha omitido, ya que físicamente es muy poco probable de que se produzca. Los valores de la falla, así como las características del terremoto para este nuevo valor de dislocación, se muestran a continuación:

Dislocación	1 m
Longitud	64 km
Anchura	32 km
Módulo de deformación	$1.73 \cdot 10^{19}$ Pa
Momento sísmico	$3.31 \cdot 10^{19}$ Pa·m <sup>3</sup>
Magnitud del sismo	6.9

Por lo tanto, se ha vuelto a utilizar el modelo para simular un tsunami con una dislocación de 1 m. Los resultados obtenidos se han comparado con los del tsunami simulado para este estudio y se muestran en los Anejos. A continuación se observa la figura 6.5, que muestra la instantánea del nuevo tsunami generado a la llegada a la costa Balear.



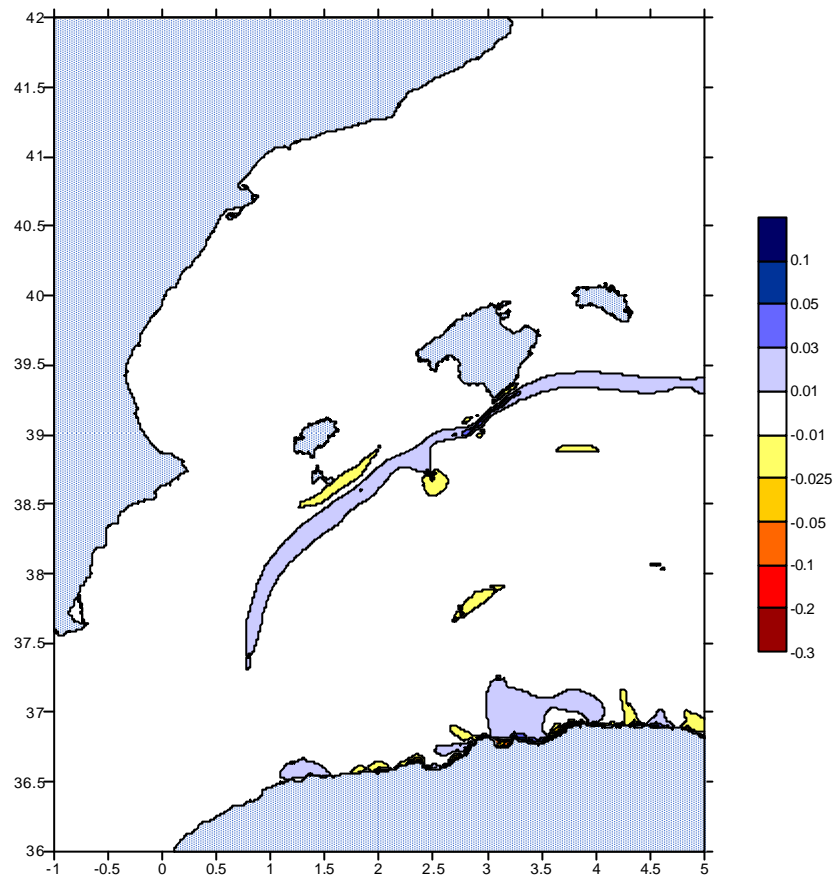


Figura 6.5: Instantánea de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 30 minutos con una dislocación en la falla de 1 m.

Tal y como se ha anunciado, la altura de onda del tsunami es inferior para una dislocación de 1 m que cuando ésta asume el valor de 1.5 m. Los resultados muestran que la amplitud de los desplazamientos de la superficie libre inicial varía linealmente con la magnitud de la dislocación y lo mismo ocurre para las alturas de ola a la llegada a la costa. Para una disminución de la dislocación del 30%, los resultados obtenidos sobre la altura de ola en el campo lejano del tsunami han disminuido un 31% aproximadamente. Todo esto indica que la altura de ola provocada por un tsunami en la zona de inundación o campo lejano a éste es sensible a la variación de la dislocación del plano de falla.

A continuación se estudiará la sensibilidad con el otro parámetro que define el momento sísmico; el área del plano de falla, es decir, de la longitud y la anchura de la falla. Al igual que con la dislocación, al aumentar alguno de los dos parámetros anteriores el momento sísmico también aumenta, así como la magnitud del tsunami. Su estudio se hará de forma conjunta, utilizando el producto de ambos que es el área del plano de falla.

Para realizar este análisis de sensibilidad se dobló cada parámetro del área, por lo tanto se ha aumentado el área cuatro veces el tamaño original. El terremoto resultante de esta variación se muestra a continuación:

Dislocación	1 m
Longitud	128 km
Anchura	64 km
Módulo de deformación	$1.73 \cdot 10^{19}$ Pa
Momento sísmico	$2.12 \cdot 10^{20}$ Pa·m <sup>3</sup>
Magnitud del sismo	7.5

Tal y como se comprueba, al aumentar el área también lo hace el momento sísmico y la magnitud del sismo. Con estos datos se ha realizado la simulación de un nuevo tsunami y los resultados se encuentran en los Anejos. Como en el caso anterior, a continuación se muestra una instantánea del tsunami a la llegada a la costa (figura 6.6).

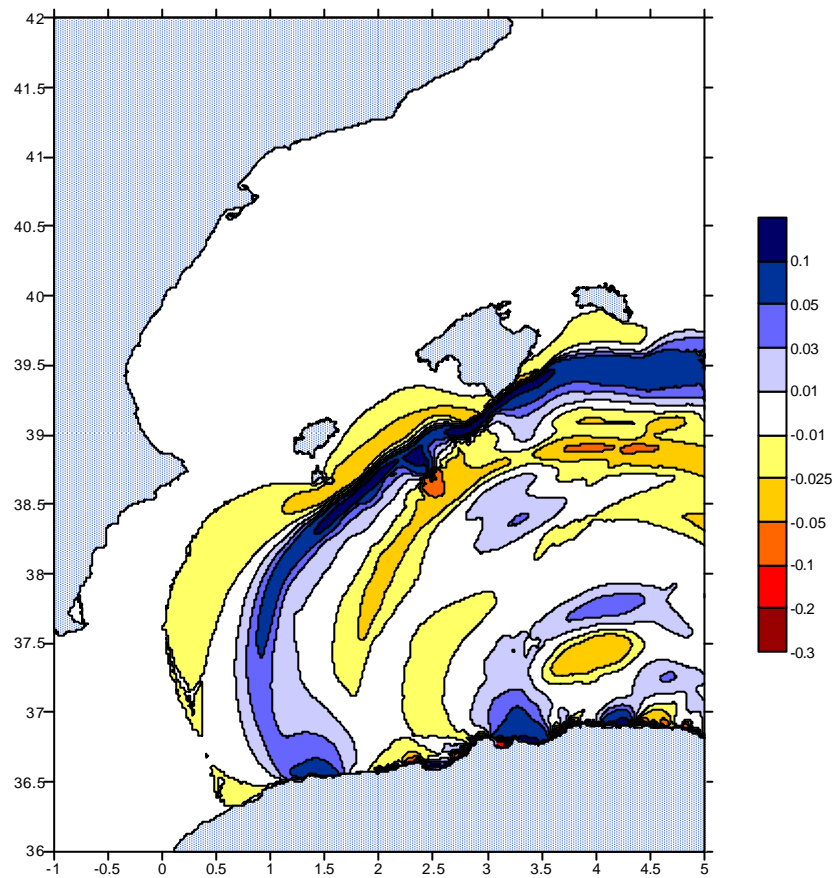


Figura 6.6: Instantánea de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 30 minutos con un área de falla cuatro veces superior.

La magnitud del tsunami ha aumentado considerablemente, tal y como se comprueba en la figura anterior. La duración, la cantidad de ondas de tsunami así como la altura de ola al llegar a la costa han crecido un porcentaje elevado. Si se realiza una comparación del mismo instante de tiempo para diferentes magnitudes de terremotos, 6.9 (el realizado para una dislocación de 1 m), 7.1 (terremoto de estudio) y 7.5 (para un área del plano de falla cuatro veces mayor), se puede concluir que al aumentar 0.1 puntos la magnitud del sismo, la magnitud del tsunami crece un 18%. No sólo es visible en las figuras el aumento de la altura de ola, sino que también se observa un mayor número de olas asociadas al fenómeno durante su propagación cuando la magnitud del tsunami aumenta. Ésta última conclusión se aprecia en las dos figuras

anteriores, que muestran el mismo instante de tiempo pero con tsunamis de diferente magnitud; en el asociado a un terremoto con momento sísmico superior, las ondas en ese instante de tiempo están pasando por las islas Baleares, en cambio, en el otro caso, escasamente han llegado a la costa balear.

Por todos estos motivos se comprueba que la altura de ola máxima a la llegada a la costa es muy sensible a la magnitud del sismo, así como a los parámetros que definen esta variable.

#### 6.1.5. Resumen de los resultados obtenidos

Una vez realizadas todas las simulaciones numéricas necesarias para llevar a cabo este análisis, se ha llevado a cabo la tabla 6.1 que resume los resultados del estudio de sensibilidad. Ésta se muestra a continuación:

Parámetro		Variación de parámetro	Variación en la altura de ola máxima
Momento sísmico	Área	+300%	+300%
	Dislocación	-30%	-30%
Ángulo Strike		-10° ~ +10°	+7% ~ -10%
Profundidad del epicentro		-2km ~ +2km	+12% ~ -10%
Localización del epicentro		+0.5° (hacia el interior del mar)	+30%

Tabla 6.1: Resumen del estudio de sensibilidad mostrando como varia la altura de ola máxima al variar una cierta cantidad un parámetro del plano de falla.

Uno de los parámetros más sensibles es el momento sísmico o la magnitud del sismo. Éste tiene gran afectación en la magnitud del tsunami y, en muchas ocasiones, incluso en la generación del fenómeno. No se puede menospreciar el resultado obtenido con la variación de la localización del epicentro. La situación del terremoto es un parámetro básico para la formación e intensidad del fenómeno. Es evidente que cuanto más al interior del mar se encuentre, mayor masa de agua involucra en su desarrollo, aunque se debe tener en cuenta que la profundidad del epicentro también es influyente en el resultado final.



## 6.2. Simulación del tsunami de mayor magnitud

El tsunami simulado en este estudio es de una intensidad y magnitud moderada. Según la escala realizada por Papadopoulos e Imamura (2001), un tsunami de este calibre tiene una intensidad de IV a V. Para cuantificar esta variable se ha estudiado el maremoto real ocurrido en 2003 a causa del terremoto que se ha utilizado en este documento.

Aunque es poco probable, en la región de origen que se ha estudiado, que corresponde a la costa argelina, se pueden generar tsunamis de gran magnitud e intensidad. Este tipo de maremotos podrían afectar severamente a la costa española y se ha creído necesario el estudio de éstos. Con los datos obtenidos del análisis, de sensibilidad y de otros terremotos similares ocurridos en la zona se han elegido los parámetros del plano de falla más favorables para crear un tsunami de gran magnitud e intensidad. Éstos se muestran en la tabla 6.1.

Características del terremoto de estudio	
Ángulos	
▪ Strike	54°
▪ Dip	47°
▪ Slip	90°
Longitud	128 km
Anchura	64 m
Profundidad del epicentro	6 km
Dislocación	1.5 m
Localización epicentro	37.25° Lat 3.65° Long

Tabla 6.2: Parámetros del plano de falla utilizados para crear un tsunami con la mayor magnitud posible.

Tal y como se observa, hay muchos parámetros que se han modificado dentro de las posibilidades físicas de éstos. Los ángulos que describen la orientación del plano de falla no han sufrido cambios, ya que, tal y como se ha demostrado en el apartado anterior, contra más pequeño sea el valor del ángulo strike mayor será la magnitud del tsunami generado. En terremotos similares en la misma zona no se ha medido un acimut de la traza de menor valor. Con respecto al área del plano de falla, se ha doblado tanto la longitud como la anchura ya que con estos valores se llega a un terremoto de una magnitud de 7.5, que es la máxima previsible que se puede alcanzar en esta región sísmica. El valor de la profundidad del epicentro tiene que ser el menor posible para generar un tsunami de gran tamaño. En este caso, el mínimo valor posible físicamente es de 6 km, tal y como se ha comentado en el estudio de sensibilidad. La dislocación no ha sufrido variación, ya que terremotos con valores superiores al propuesto tienen unas probabilidades ínfimas, o casi nulas, de que puedan ocurrir. Se conocen algunos casos con dislocaciones superiores pero no en la zona que se está analizando. Por último, la localización del epicentro se ha situado en la zona de la falla más alejada de la costa.

### 6.2.1. Elevación de la superficie del mar en la región de estudio

Se ha realizado la simulación del evento con el modelo COMCOT. Los resultados se muestran en las siguientes páginas, donde aparecen las figuras que representan las instantáneas de la propagación del tsunami en un cierto instante de tiempo.

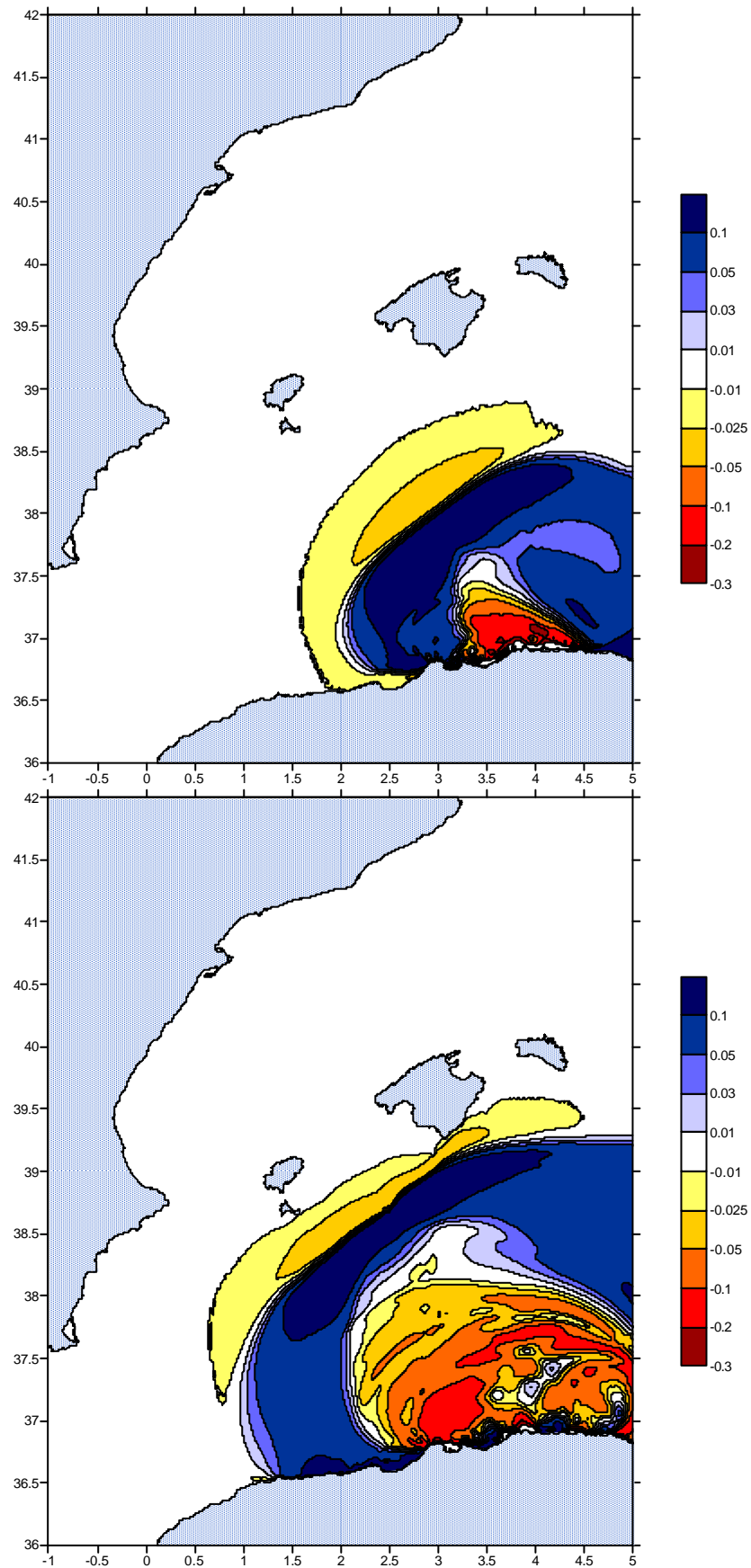


Figura 6.7: Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami de mayor magnitud posible, simuladas numéricamente a los 10 minutos (figura superior) y a los 20 minutos (figura inferior) tras el terremoto.

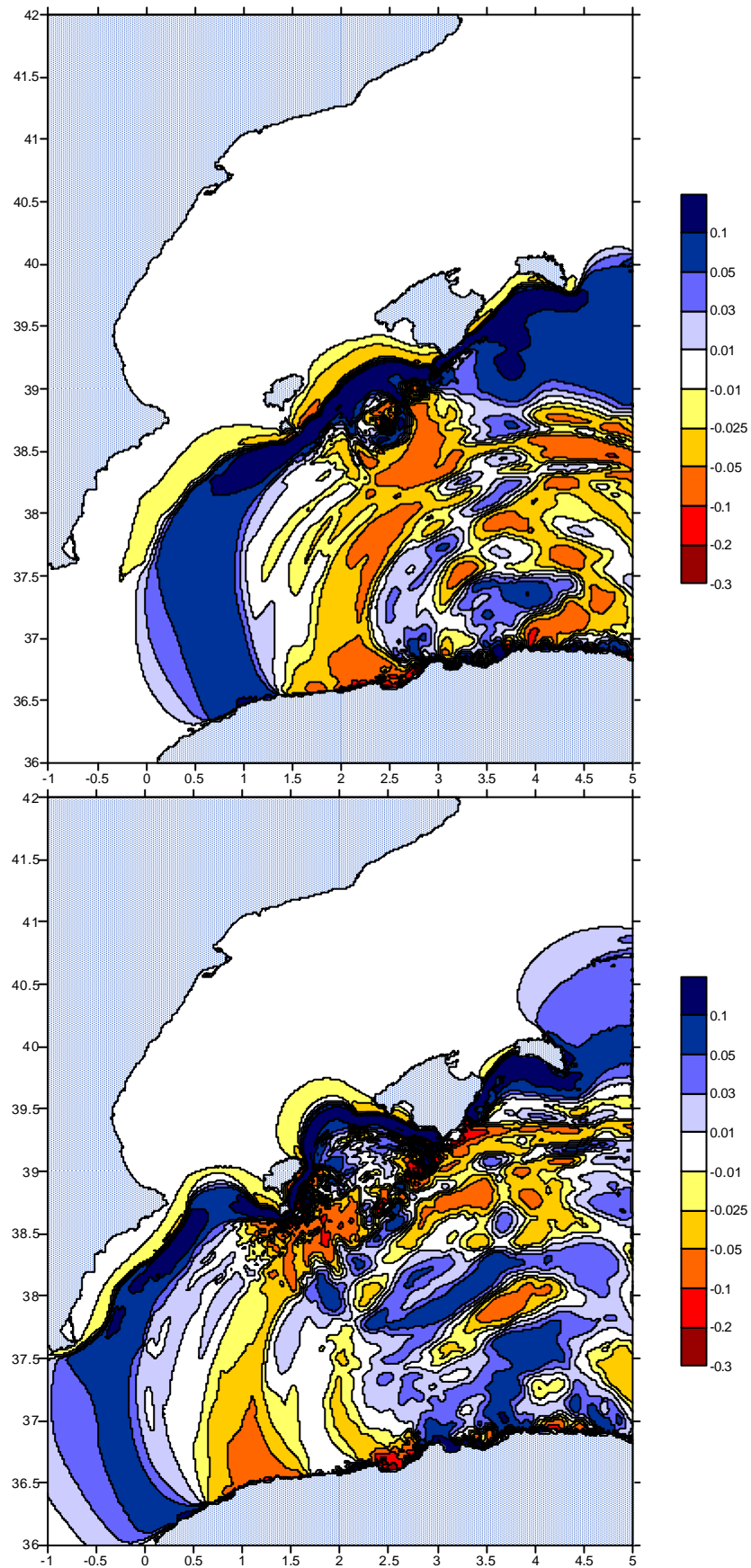


Figura 6.8: Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami de mayor magnitud posible, simuladas numéricamente a los 30 minutos (figura superior) y a los 40 minutos (figura inferior) tras el terremoto.

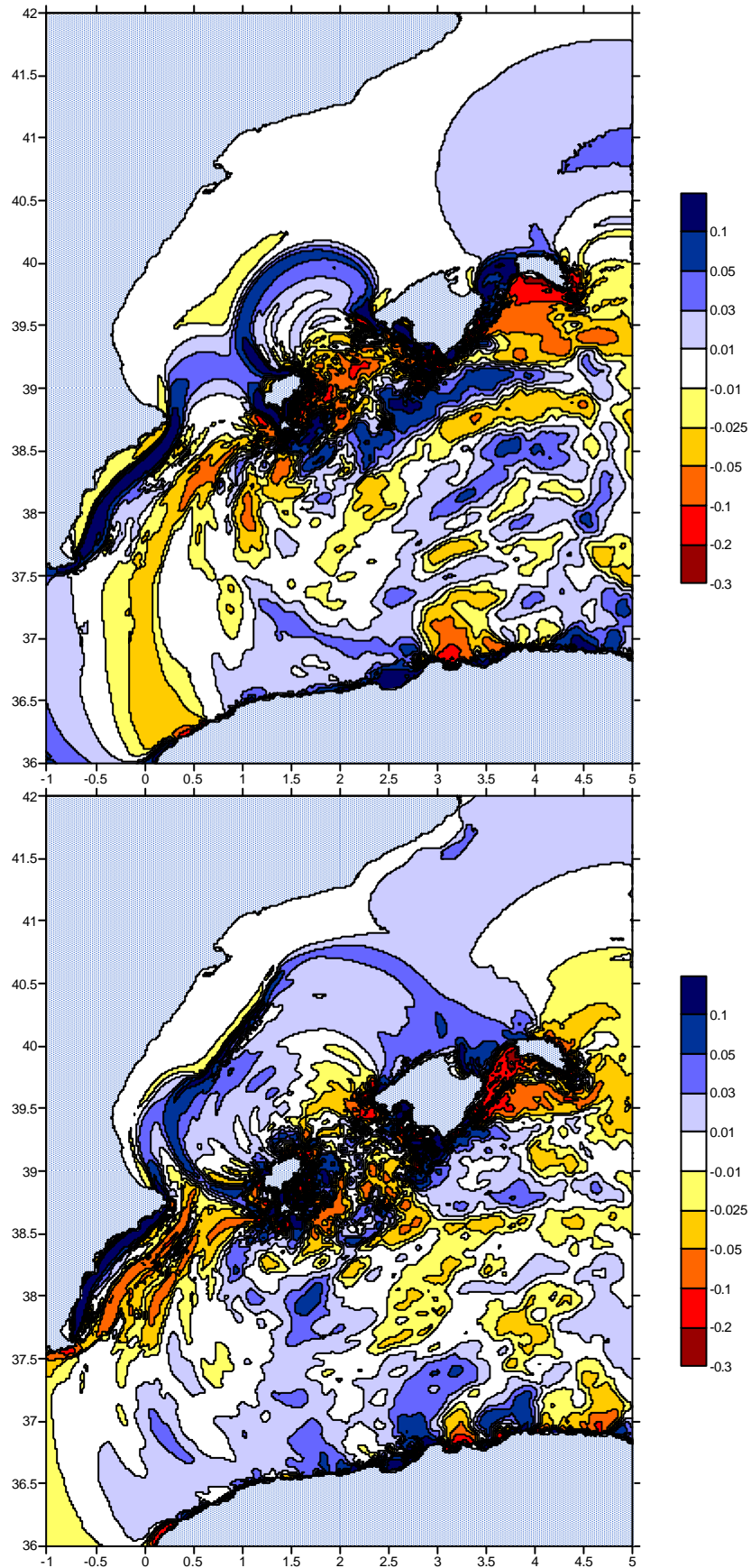


Figura 6.9: Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami de mayor magnitud posible, simuladas numéricamente a los 50 minutos (figura superior) y a los 60 minutos (figura inferior) tras el terremoto.



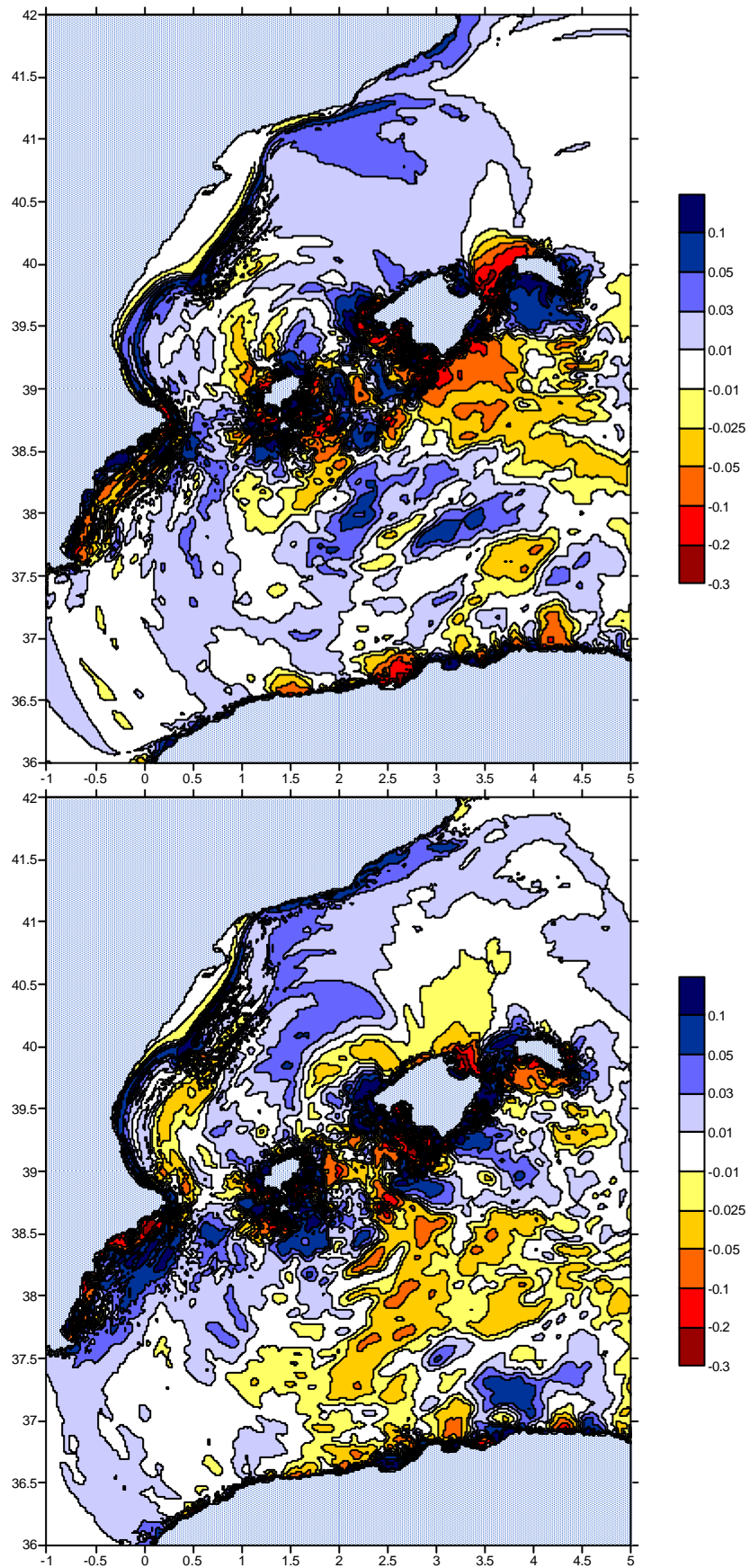


Figura 6.10: Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami de mayor magnitud posible, simuladas numéricamente a los 70 minutos (figura superior) y a los 80 minutos (figura inferior) tras el terremoto.

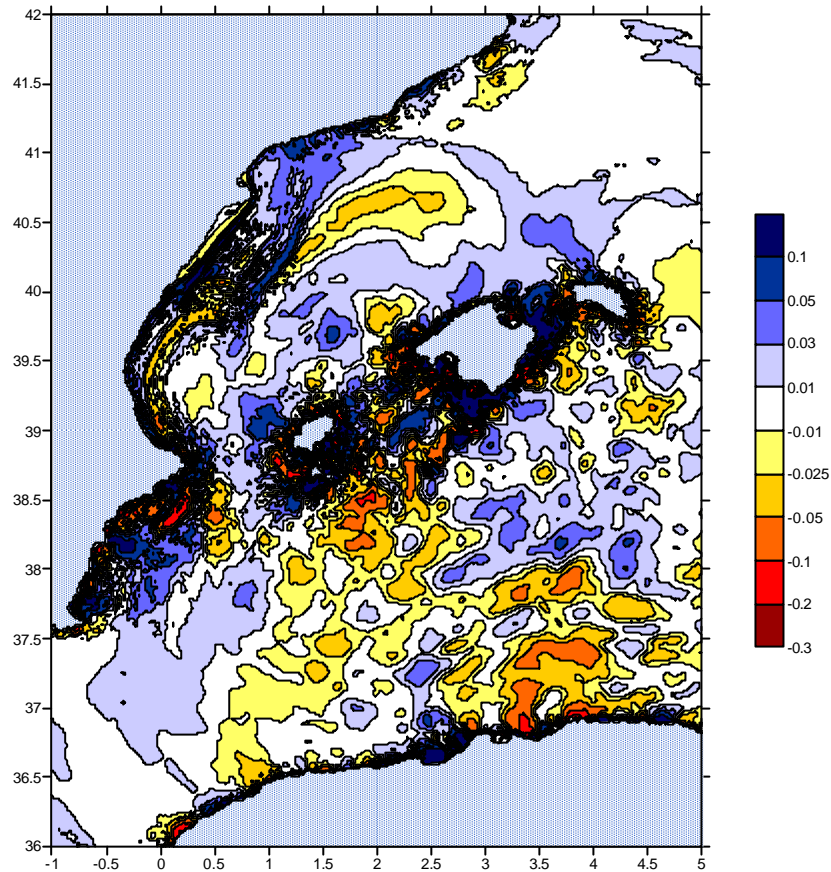


Figura 6.11: Instantánea de las ondas provocadas por el tsunami de mayor magnitud posible, simuladas numéricamente a los 90 minutos tras el terremoto.

Como en los casos anteriores, también se cuantifica la altura de ola en el instante de tiempo mostrado en la figura utilizando una escala de colores. Observando los resultados se puede corroborar el aumento de la magnitud del tsunami, si se compara con las otras simulaciones realizadas anteriormente. La altura de ola alcanza valores muy superiores a los anteriormente vistos a la llegada a las costas, zona de inundación. Esta región ha aumentado su tamaño ya que el tsunami, al tener más potencia, llega a más áreas de la costa española con mucha facilidad. Por lo tanto se producen inundaciones mayores en toda la costa mediterránea española. Otra característica de este tsunami de gran magnitud es la cantidad de olas asociadas a él. Esta variable aumenta al incrementar la magnitud del fenómeno, tal y como se ha comentado en el estudio de sensibilidad. Además, las ondas alcanzan las costas antes que los demás tsunamis simulados hasta el momento. La velocidad de propagación no puede aumentar porque depende, exclusivamente, de la batimetría del mar. Por lo tanto, la llegada temprana de las ondas puede ser debida a que, al ser un tsunami de mayor magnitud, se producen más cantidad de olas perceptibles. Tal y como se comprueba, a los 60 minutos de su inicio, casi ha alcanzado la costa catalana. Se puede considerar peligroso este fenómeno, ya que involucra una gran masa de agua, con una altura considerable que se propaga rápidamente por el mar Mediterráneo y que afecta a una gran extensión de costa.

### 6.2.2. Resultados para la región del Delta del Ebro

En el tsunami generado por el terremoto ocurrido en el 2003, las olas asociadas llegan débilmente a la costa catalana, y es poco apreciable en regiones como el Delta del Ebro. En este caso, tal y como se ha comentado anteriormente, el tsunami llega a la región de estudio del Delta con una energía nada despreciable. Para poderlo observar se muestran a continuación las figuras 6.12 y 6.13, relativas a la zona del Ebro Norte (malla 33). Éstas disponen de una leyenda similar a las figuras anteriores.

Como en el caso anterior, para complementar la información y visualizar la inundación de la Barra del Trabucador, también se ha representado el desarrollo del tsunami en el sector Sur del Delta (figura 6.14), que se representa en la malla 32. Las instantáneas correspondientes a esta malla se han representado a continuación de las figuras de la malla 33.

Tal y como ha ocurrido en la malla principal, en este caso las elevaciones del nivel del mar son notablemente superiores al tsunami producido en el 2003. Al tener mayor magnitud, se producen, también, mayor número de ondas asociadas al fenómeno, por lo que las perturbaciones aparecen antes y tienen una duración mayor. A diferencia de las figuras 5.14 y 5.15, que tienen una leyenda con una escala de valores 10 veces menor a la utilizada en la malla principal, en este caso se utiliza la escala habitual. También se ha realizado una tabla de valores y un estudio de la inundabilidad, a base de valores de flujo de volumen, en este caso.

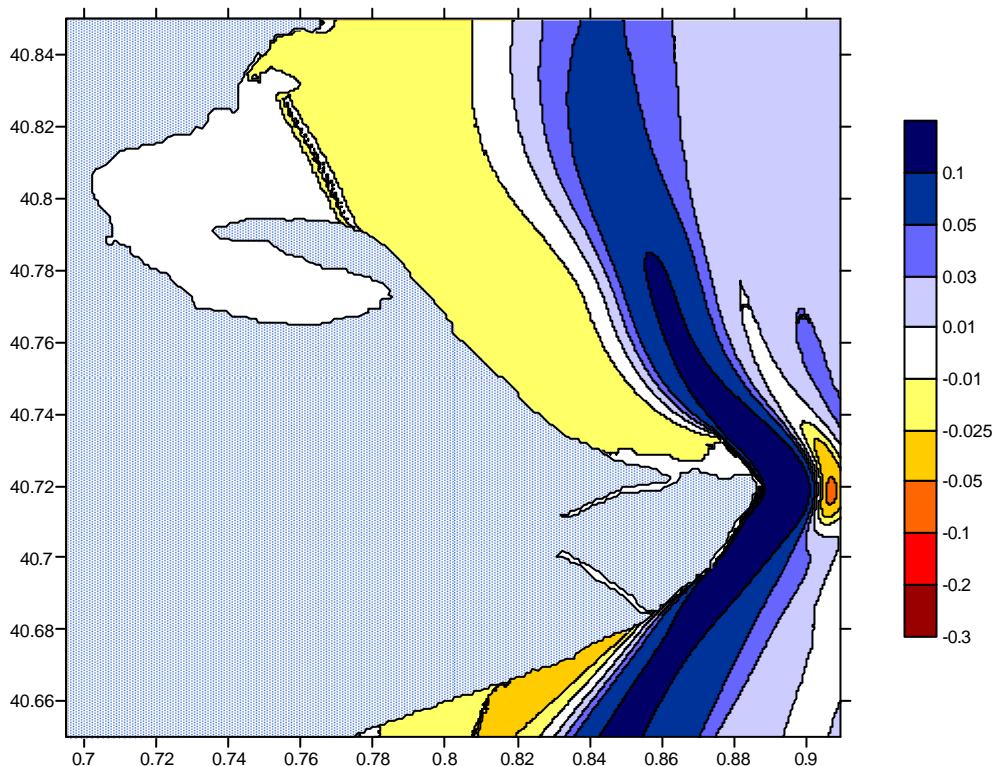


Figura 6.12: Instantánea de las ondas provocadas por el tsunami de mayor magnitud posible, simulada numéricamente a los 90 minutos tras el terremoto (en metros). Zona del Delta del Ebro (sector norte)



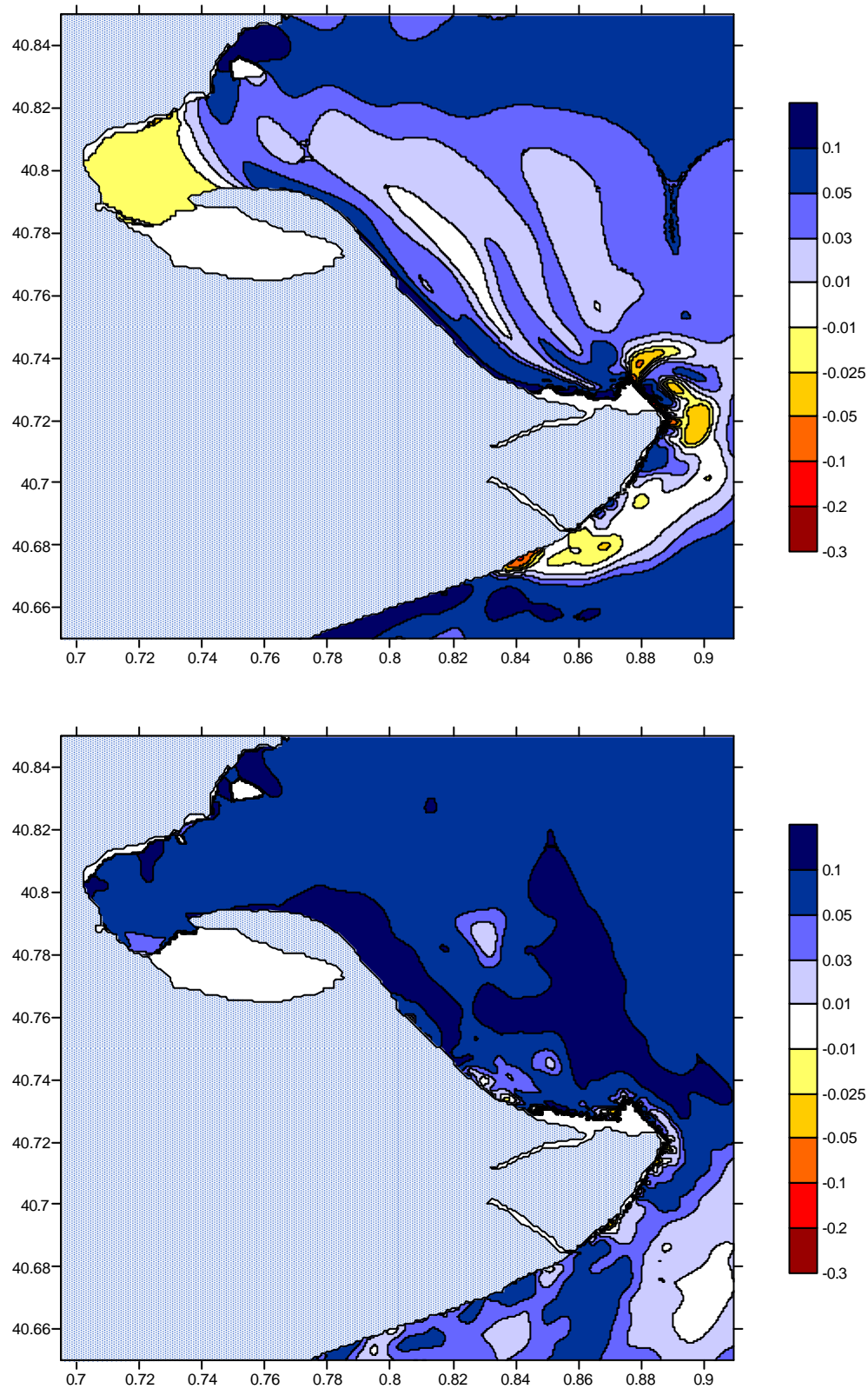


Figura 6.13: Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami de mayor magnitud posible, simuladas numéricamente a los 100 minutos (figura superior) y a los 110 minutos (figura inferior) tras el terremoto (en metros). Zona del Delta del Ebro (sector norte)

Al haber mayor número de ondas asociadas al tsunami, da la impresión de que éste llega antes a la costa estudiada. Este hecho no es posible, ya que la velocidad sólo depende de la batimetría, que es igual en todas las simulaciones.



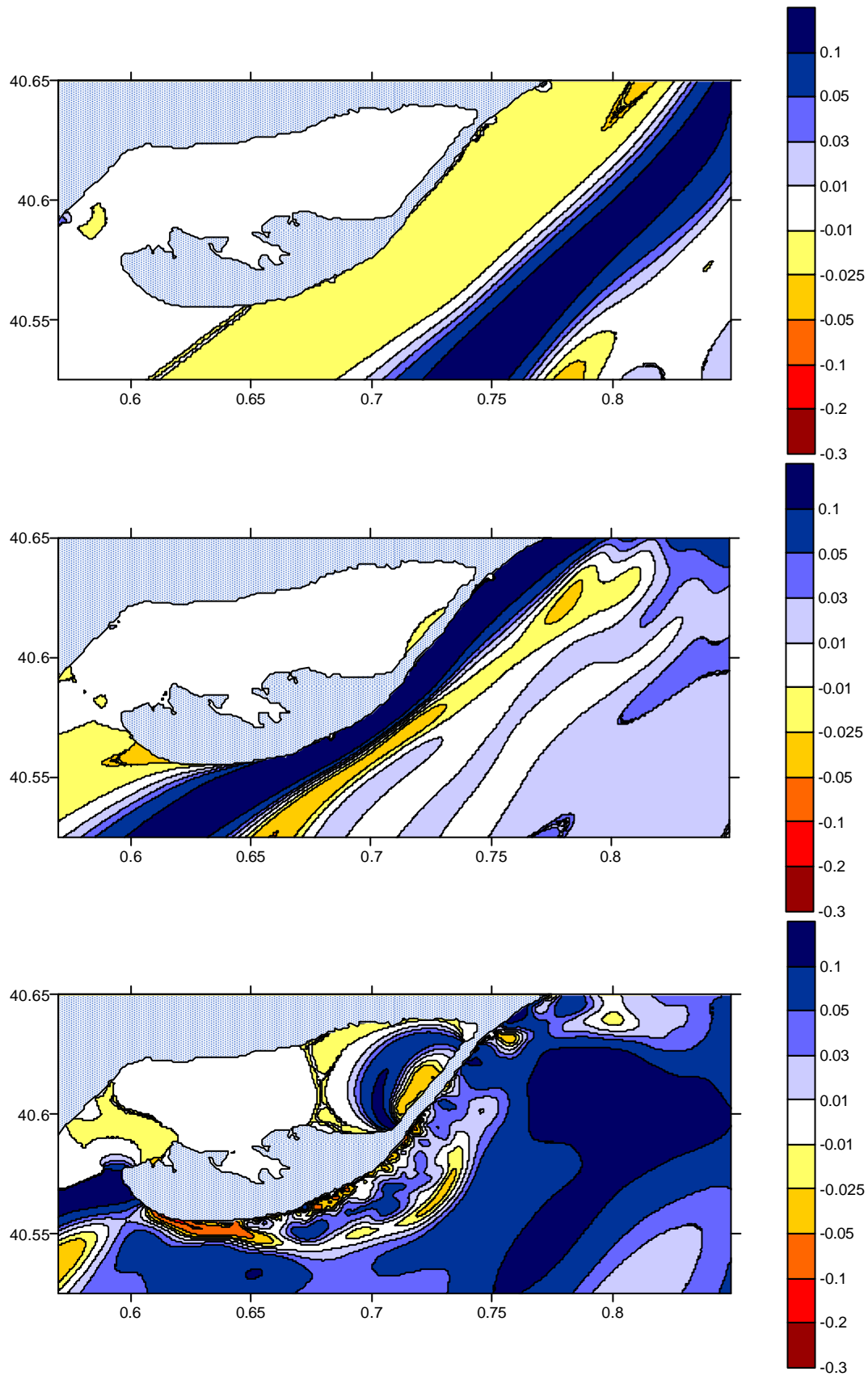


Figura 6.14: Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami, simuladas numéricamente a los 90 minutos (figura superior), 100 minutos (figura central) y a los 110 minutos (figura inferior) tras el terremoto (en metros). Zona Sur del Delta del Ebro.

Tal y como se ha realizado para el tsunami tipo, se ha complementado la información gráfica con valores de elevación de la superficie del mar obtenidos en los mismos puntos de medición que en el caso anterior. A continuación se muestra la tabla con los resultados:

Tiempo desde generación (minutos)	Elevación de la superficie del mar (m)		
	Punto de medición A'	Punto de medición B'	Punto de medición C'
50	0.001	0.001	0.001
60	0.002	-0.001	0.001
70	-0.001	0.003	-0.002
80	-0.01	0.092	-0.045
90	-0.024	-0.056	0.134
100	0.182	0.215	0.087
110	-0.28	0.089	0.002
120	0.891	-0.763	-0.564
130	-0.146	0.497	-0.497

Tabla 6.3: Elevación de la superficie del mar provocada por el tsunami de mayor magnitud posible, en diferentes puntos de la costa tarraconense indicando el instante en el cual ha sido medido.

Comparando estos resultados con los obtenidos para el tsunami que simula el ocurrido en el 2003, se aprecia claramente la diferencia; en esta región la elevación de la superficie del mar es 100 veces superior a la del caso anterior. De todas maneras, aunque estos valores son perceptibles y no despreciables para esta costa, siguen siendo poco importantes, ya que no se llega a alcanzar el metro de altura. Para completar la información, al igual que se ha realizado en el caso anterior, se tiene que realizar un análisis de inundabilidad, porque, en muchas ocasiones, el tsunami llega con poca altura a la costa pero con una gran masa de agua asociada a éste.

El análisis de inundabilidad se ha realizado del mismo modo que en el capítulo anterior; con instantáneas del módulo del flujo de volumen. El resultado se muestra en las figuras 6.15 y 6.16, expuestas en la siguiente página. Tal y como era de esperar, el flujo de volumen es superior al obtenido anteriormente. Se alcanzan valores 10 veces superiores a los obtenidos para el tsunami que simula al ocurrido el 2003. Por lo tanto, se obtendrían caudales hacia la costa de  $60 \text{ m}^3/\text{s}$  en un periodo de 20 minutos. Este valor puede llegar a ser importante y no es nada despreciable para este tipo de estudios. Al haber mayor cantidad de flujo de volumen, la inundación y el run-up serán también superiores. Un fenómeno de este tamaño podría inundar regiones de características similares al Delta del Ebro.

Se han podido comprobar los dos tipos de llegadas posibles de un tsunami en las dos regiones estudiadas al detalle: en el sector de Ibiza, el tsunami destaca por las oscilaciones anormales ocurridas en sectores costeros y puertos. Por el contrario, en el área deltaica, las elevaciones de la superficie del mar no destacan por su valor absoluto (en este último caso no se llega a alcanzar el metro de altura de ola), pero eventualmente podrían inundarse algunas áreas por las cantidades de flujo de volumen calculadas, y por la topografía característica de la zona.

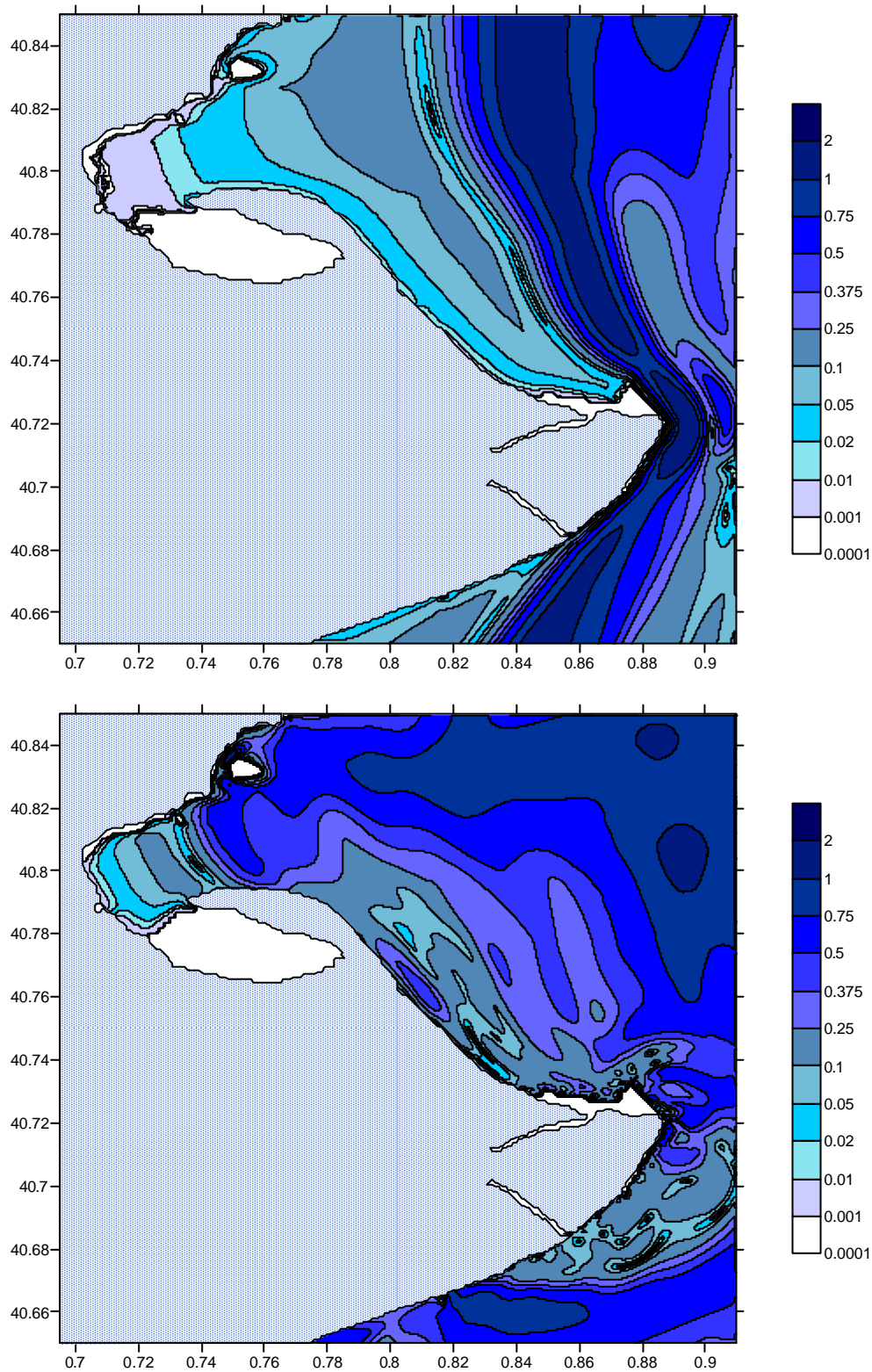


Figura 6.15: Instantáneas del flujo de volumen causado por el tsunami de mayor magnitud, simuladas numéricamente a los 90 minutos (figura superior) y a los 100 minutos (figura inferior) tras el terremoto, en  $\text{m}^3/\text{m}\cdot\text{s}$ . Zona del Delta del Ebro (sector norte).

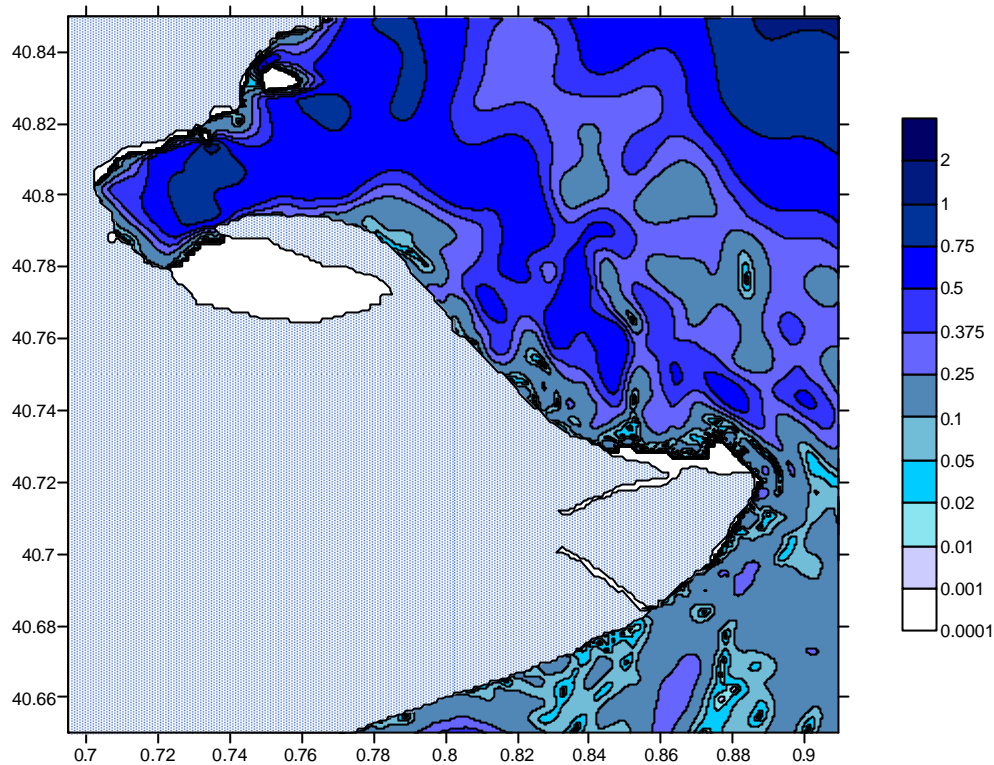


Figura 6.16: Instantánea del flujo de volumen causado por el tsunami de mayor magnitud, simuladas numéricamente a los 110 minutos tras el terremoto, en  $\text{m}^3/\text{m}\cdot\text{s}$ . Zona del Delta del Ebro (sector norte).

Aunque la topografía de la zona tiene valores cercanos al nivel del mar, la elevación de la superficie del mar (valores inferiores a 1 m de altura), conjuntamente con los valores de flujo de volumen en la costa, proporcionan una inundación a la costa deltaica similar a un evento de tormenta, provocada por el viento. Por este motivo no se ha creído necesario realizar una representación de la zona inundada, ya que ésta se limita a una pequeña franja junto a la línea de la costa. Además, el tsunami simulado numéricamente tiene una probabilidad de ocurrencia mínima, por lo que la posible inundación calculada difícilmente puede suceder en un futuro.

### 6.2.3. Resultados para la región del puerto de Ibiza

En la región de Ibiza también se han obtenido resultados de este fenómeno. Al igual que en el caso anterior, se han realizado las instantáneas que representan la propagación del tsunami en cuestión hacia las costa ibicenca. También han surgido las perturbaciones que aparecen en esta malla del Puerto, pero en este caso, con valores de elevación de la superficie del mar superiores. Para comprobar los hechos expuestos, en la figura 6.17 se muestran varias instantáneas del desarrollo de la propagación de las ondas en la malla 31. Es conveniente fijarse en la escala de color de cada gráfica.

Como ha ocurrido anteriormente, las perturbaciones se extienden de los contornos laterales hacia el centro de la malla, dando, a medida que aumenta el tiempo, valores de altura de olas muy elevados. Para poder conocer elevaciones menos erróneas se han extraído, desde diversos puntos de medición, valores de éstas procedentes de la malla 21, de menor detalle.



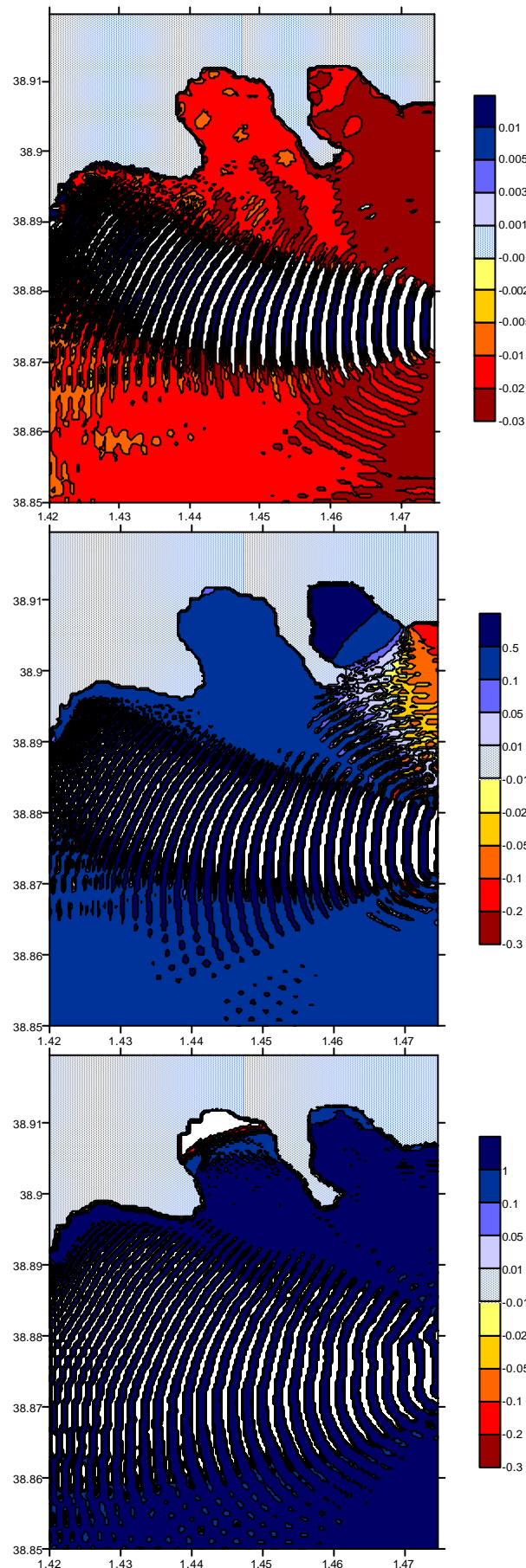


Figura 6.17: Instantáneas de las ondas provocadas por el tsunami de gran magnitud, simuladas numéricamente a los 40 minutos (figura superior), a los 50 minutos (figura central) y a los 60 minutos (figura inferior) tras el terremoto. Puerto de Ibiza, en metros.

Como en los casos anteriores se dispone de tabla de valores para evaluar la elevación de la superficie del mar. Al tener problemas en la malla 31, los valores de elevación han sido extraídos de la malla 21. Se muestra a continuación:

Tiempo desde generación (minutos)	Elevación de la superficie del mar (m)		
	Punto de medición A	Punto de medición B	Punto de medición C
10	0.001	0.001	0.001
20	0.366	0.014	0.015
30	-1.797	-0.643	0.792
40	2.398	-2.233	-0.231
50	-0.688	-1.688	3.585
60	1.244	3.531	1.982
70	3.647	1.923	4.886
80	1.554	-0.775	0.121
90	0.671	4.625	3.093
100	-1.206	2.876	-1.915

Tabla 6.4: Elevación de la superficie del mar provocada por el tsunami de mayor magnitud posible, en diferentes puntos de la costa ibicenca indicando el instante en el cual ha sido medido.

Los valores de elevación de la superficie del mar son moderadamente superiores a los obtenidos en el caso anterior. Como se puede apreciar en la tabla 6.4, se alcanzan alturas superiores a 4 metros, y en general, los valores son un 70% mayores. Estos datos conjuntamente con los gráficos, confirman la mayor intensidad de este fenómeno. Se puede predecir que los efectos provocados en esta costa pueden llegar a ser destructivos con estas magnitudes alcanzadas. Con respecto a los datos obtenidos en el puerto, claramente superiores a los anteriores, se puede asegurar que el tsunami podría provocar oscilaciones muy violentas dentro de las instalaciones portuarias y una total inoperatividad de la explotación.

Con respecto a la inundación de la zona, no se ha realizado este tipo de análisis por el relieve abrupto de la misma, que se diferencia al completo con el que se encuentra en la zona deltaica. De todos modos, se deja una puerta abierta para estudios futuros, utilizando los datos de flujo de volumen obtenidos de la simulación numérica.

### 6.3 Calibración

El modelo *COMCOT*, utilizado para simular los tsunamis, ofrece unos resultados que se aproximan a los reales, pero los datos obtenidos difieren de lo registrado en las redes de medida. Estas diferencias pueden ser causadas por variaciones en los parámetros del plano de falla, o las hipótesis realizadas por el modelo, entre otros. Estas diferencias entre los resultados de los modelos y las medidas son debidas a las limitaciones inherentes a todo modelo numérico.

Por ello, se pone así de manifiesto la necesidad de realizar una calibración de los datos del modelo con los datos instrumentales (mareógrafos) con el fin de mejorar la calidad de las simulaciones y ajustarlas a la realidad.

En la zona de estudio se encuentran diversos mareógrafos distribuidos por la costa, pero en este caso interesa escoger los que se encuentren dentro de las mallas de mayor detalle, para poder extraer datos con mayor precisión. El mareógrafo que cumple estos requisitos es el que se encuentra situado en el puerto de Ibiza. Se dispone de otro situado en la población tarraconense de l'Ampolla, dentro de la región del Delta del Ebro. Para realizar este análisis, se va a utilizar tanto el mareógrafo situado en la costa ibicenca, región en que el tsunami afectó de forma notable, como el situado en la costa catalana.

#### 6.3.1. Mareógrafo del puerto de Ibiza

A continuación se muestran las coordenadas de la situación del mareógrafo en cuestión:

Latitud	38° 55' 36" N
Longitud	1° 26' 36" E

Observando las características de las mallas, expuestas al inicio del capítulo, el mareógrafo se encuentra dentro de la malla 31, que corresponde a las redes del tercer nivel o las de mayor detalle.

Para realizar la calibración se han utilizado los datos proporcionados por el mareógrafo del puerto de Ibiza captados en día 21 de mayo de 2003, que es la fecha de la generación del tsunami. El terremoto ocurrido en Argelia, y causante del maremoto, se produjo a las 18:44:30 (UTC<sup>6</sup>). Tal y como se expone en los primeros capítulos, se ha considerado que el tsunami se produce a la misma vez que el movimiento del fondo marino, provocado por la rotura de la falla. Los datos del mareógrafo están proporcionados cada 5 minutos, al igual que los obtenidos con el modelo, y por eso se han analizado los valores de elevación de la superficie del agua desde las 18:45:00 (UTC) hasta las 21:45:00 (UTC), tres horas después del inicio del tsunami. Para obtener los datos procedentes del modelo *COMCOT* se han tomado los datos de la simulación para la malla 31 en la posición exacta del mareógrafo. Las tablas de valores se encuentran al completo en los Anejos.

A continuación se muestra la figura 6.12, que mediante una representación gráfica, realiza la comparación entre los datos obtenidos por el modelo y los medidos in situ

---

<sup>6</sup>Universal Time Coordinated, en español tiempo universal coordinado, es el estándar de tiempo internacional. UTC es equivalente al tiempo solar medio en el meridiano primero (longitud 0°).

por el mareógrafo. Estos últimos datos en el gráfico están expuestos sin haberse sometido a ningún tipo de filtrado para eliminar las ondas provocadas por otros agentes diferentes al sismo.

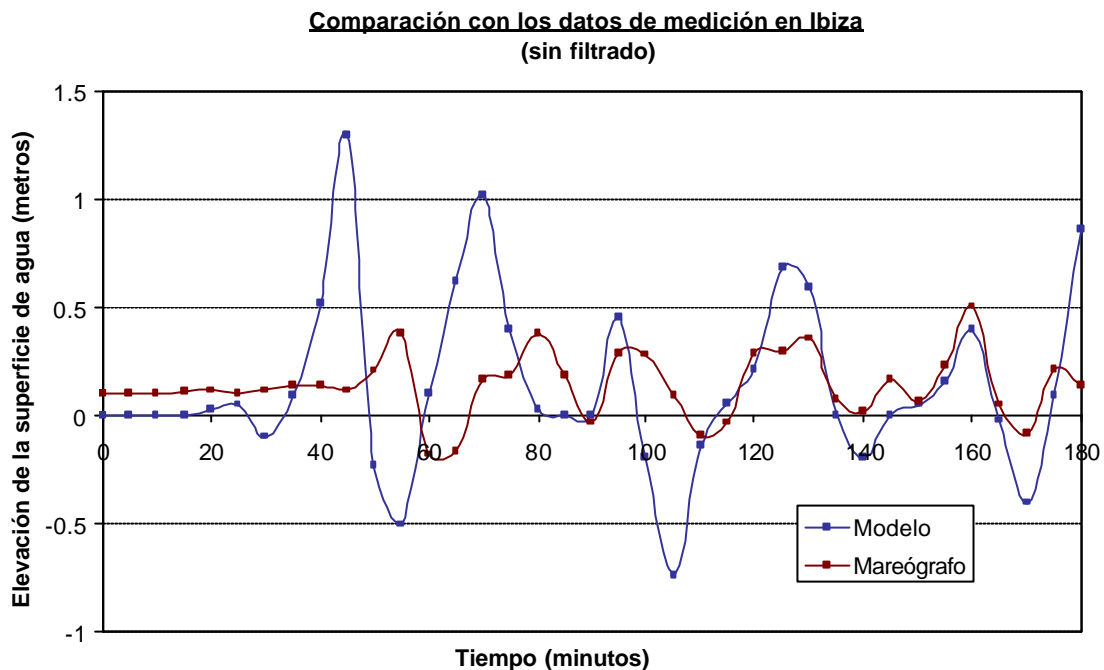


Figura 6.18: Comparación entre los datos obtenidos por el modelo COMCOT y por el mareógrafo situado en el puerto de Ibiza.

Tal y como se observa en el gráfico anterior, es necesario realizar un filtrado de la señal para poder analizar las ondas de frecuencias parecidas a las que tienen los tsunamis. Las ondas de otras frecuencias suelen ser debidas, o bien, a la marea astronómica y meteorológica o a las causadas por el viento. Los datos del mareógrafo no se encuentran centrados, tienen una leve elevación inicial que será corregida con el filtrado.

Para realizar el filtrado se ha utilizado un programa proporcionado por el LIM (Laboratorio de Ingeniería Marítima) llamado *LowafaLIM v.1.0*. En éste se introducen los datos extraídos del mareógrafo y el intervalo de tiempo entre medidas consecutivas, y proporciona diferentes gráficos; uno que relaciona la amplitud con el tiempo transcurrido, otro que describe las ondas a partir de la relación de la altura de ola con el periodo y por último el espectro. El filtrado se realiza seleccionando el intervalo de frecuencias (ciclos/hora), que se encuentran en el espectro. El intervalo de frecuencias escogido es de 1 a 3 ciclos/hora, donde se encuentran las ondas provocadas por tsunamis. Los resultados del filtrado se muestran en la figura 6.19.

La figura 6.19 muestra una comparación entre la señal sin filtrar (azul) y la filtrada (rojo). Las diferencias entre ambas son apreciables, sobretudo por el hecho de situar la serie filtrada, centrada en 0 metros de amplitud. Aparte de los correspondientes gráficos, el programa proporciona los valores de la nueva señal, que servirán para compararlos con los obtenidos con el modelo, tal y como se ha hecho anteriormente. En los Anejos se exponen gráficos adicionales obtenidos con el filtrado.



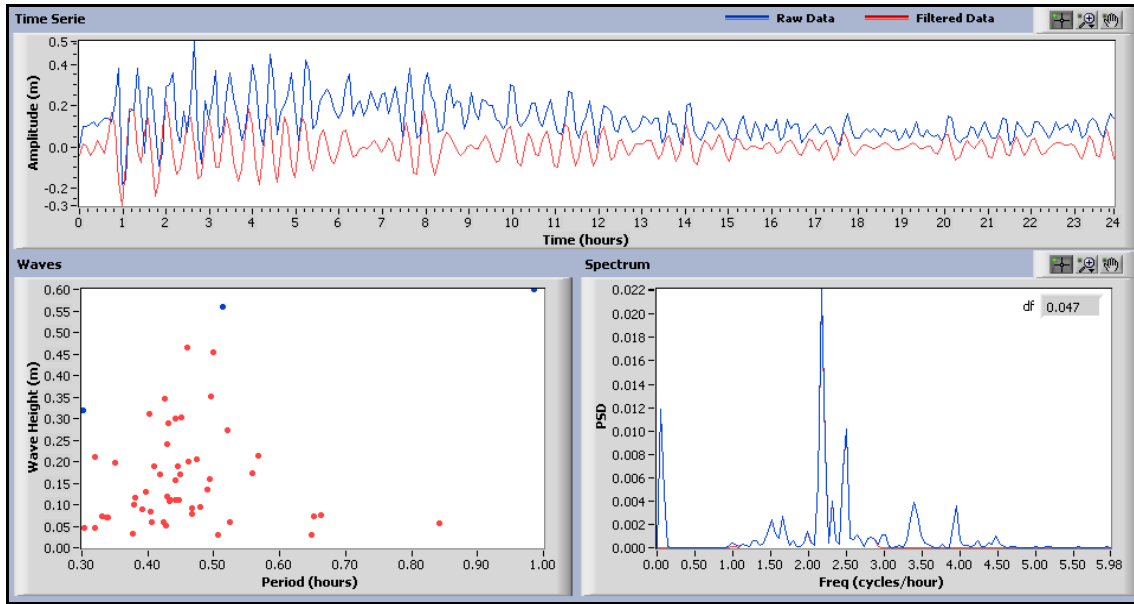


Figura 6.19: Comparación de la señal filtrada con la original. Se muestran datos como la amplitud, frecuencia, altura de ola y periodo. Mareógrafo de Ibiza.

Se observa que se ha realizado el filtrado para una serie de datos con una duración de 24 horas. De esta manera se puede apreciar con mayor facilidad el paso del tsunami y el tiempo que duran las perturbaciones provocadas por éste en la costa ibicenca. A continuación se realiza la comparación entre los datos obtenidos de la simulación numérica con los proporcionados por el mareógrafo una vez filtrados. Todo ello se muestra en la figura 6.18.

#### Comparación con los datos de medición en Ibiza (filtrado)

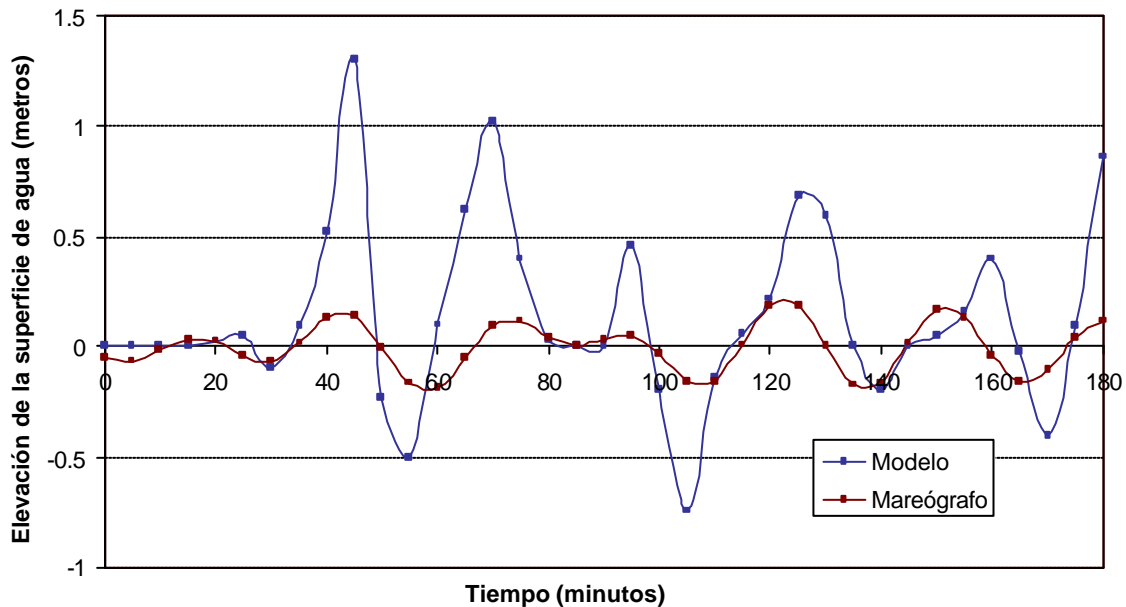


Figura 6.20: Comparación entre los datos obtenidos por el modelo COMCOT y por el mareógrafo situado en el puerto de Ibiza habiendo realizado un filtrado.

La nueva señal es similar a la anterior aunque se asemeja más a la obtenida por el modelo. Los datos obtenidos de la simulación proporcionan elevaciones superiores a las obtenidas in situ. Claramente se observa el paso del tsunami en ambas señales, por las múltiples oscilaciones que empiezan a aparecer a partir de los 30 minutos. Los picos y senos de ambas señales coinciden, aunque con diferente tamaño. Para poder apreciar mejor esta similitud de forma, se ha realizado un nuevo gráfico similar al anterior, pero con una escala diferente.

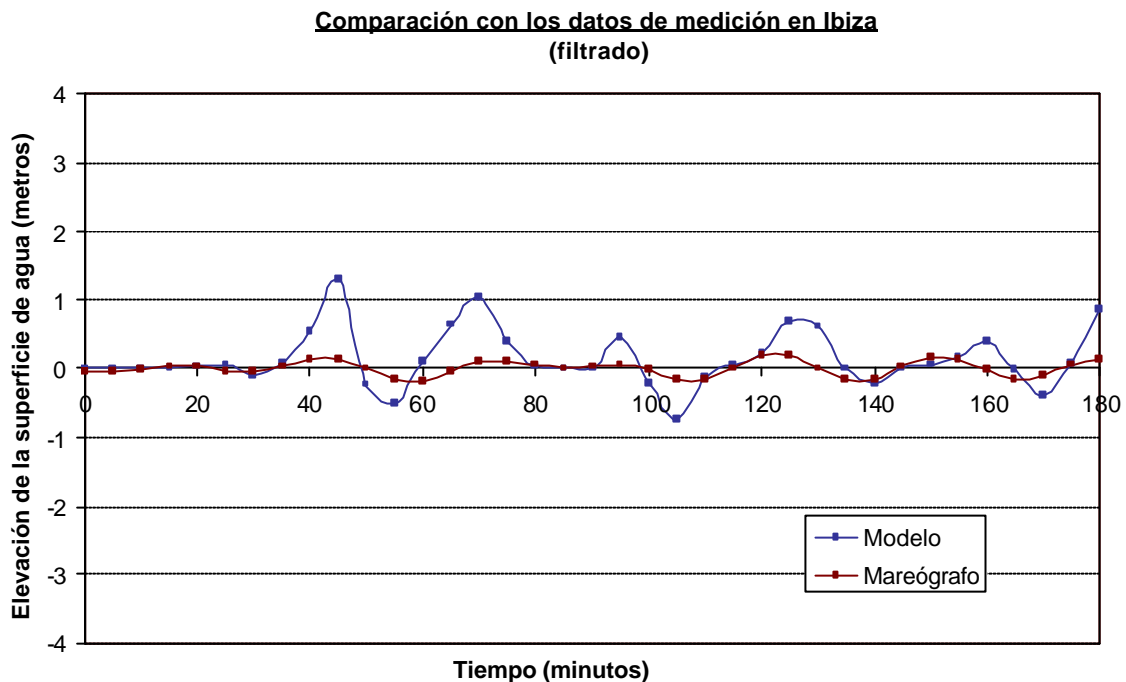


Figura 6.21: Comparación entre los datos obtenidos por el modelo COMCOT y por el mareógrafo situado en el puerto de Ibiza habiendo realizado un filtrado (escala modificada)

Al variar la escala se puede apreciar con más facilidad las similitudes de la forma de ambas señales. El modelo, aunque proporciona valores mayores a los reales, se ajusta de manera satisfactoria a las oscilaciones producidas en la realidad, al paso del tsunami.

### 6.3.2. Mareógrafo de l'Ampolla

El mareógrafo se sitúa en la región del Delta del Ebro, y las coordenadas de la situación exacta de éste se muestran a continuación:

Latitud	40° 48' 7" N
Longitud	0° 42' 7" E

A partir de las mallas definidas anteriormente, se comprueba que el mareógrafo se encuentra situado en el puerto de l'Ampolla, dentro de la malla 33, por lo que los valores obtenidos por el modelo COMCOT se extraerán de esta malla.

En este caso, a diferencia del anterior, el mareógrafo proporciona los valores de elevación de la superficie del mar cada 10 minutos. El primer dato corresponde a las 18:40 (UTC) del 21 de Mayo de 2003, 5 minutos antes de que se produjera el terremoto y tsunami en la costa argelina. En la región tarraconense, el tsunami llega

en, aproximadamente, una hora desde la generación de éste. Los efectos que produce el fenómeno en esta costa son prácticamente inapreciables, tal y como se ha comentado anteriormente, ya que la elevación de la superficie del mar a su paso es muy leve. A continuación, e igual que se ha realizado en el caso anterior, se muestra la figura que expone una comparación entre los datos del mareógrafo, sin filtrado, y del modelo. La duración de los datos representados es de 3 horas desde el inicio del fenómeno. Los valores se encuentran en los Anejos.

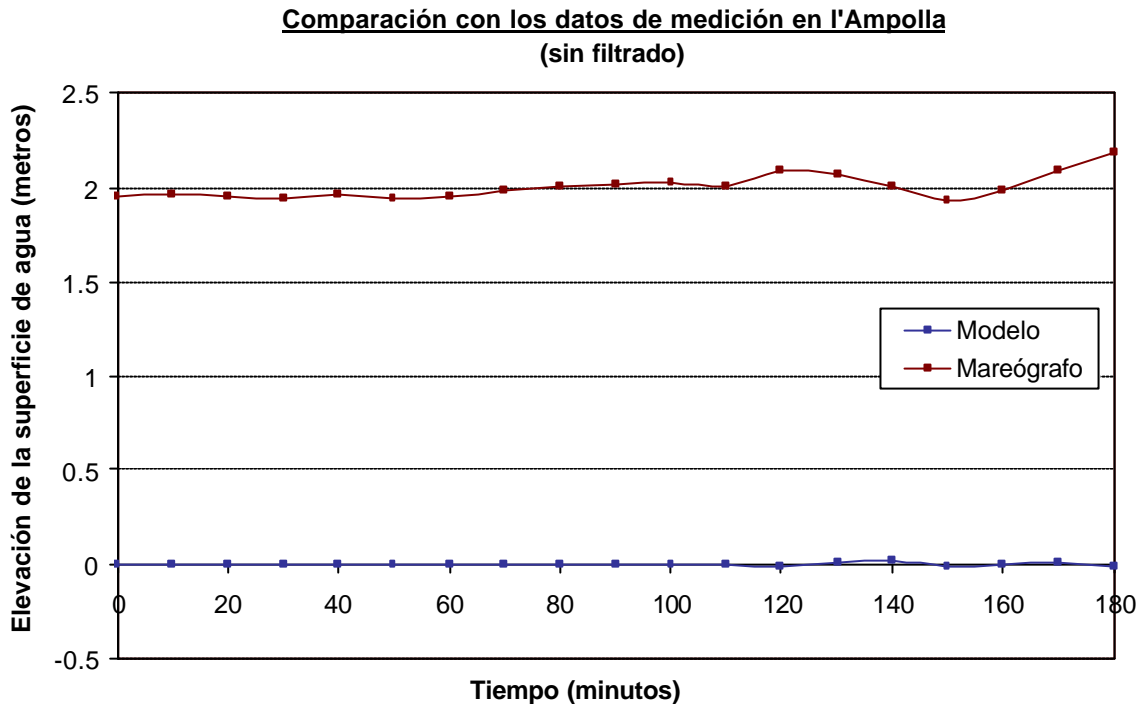


Figura 6.22: Comparación entre los datos obtenidos por el modelo COMCOT y por el mareógrafo situado en l'Ampolla.

Las señales representadas son muy diferentes entre si; los valores procedentes del mareógrafo son claramente superiores a los del modelo. Éstos están totalmente centrados en el origen, a diferencia de la otra señal. Por estos motivos es necesario realizar un filtrado de la señal, como en el caso anterior. Se puede apreciar claramente el paso del tsunami en los datos obtenidos in situ, y, con mayor dificultad, en los obtenidos por el modelo.

Las características del filtrado son iguales a las realizadas para el mareógrafo de Ibiza, con el mismo programa. La figura 6.20, que se encuentra a continuación muestra una comparación entre la señal sin filtrar (azul) y la filtrada (rojo). En los Anejos se expone gráficos adicionales obtenidos con el filtrado y una tabla con los valores del modelo y del mareógrafo.

Las señales son parecidas, aunque se diferencian en la amplitud de los valores; la filtrada tiene valores menores de amplitud que la original y, por este motivo, se encuentra centrada en el origen. La serie de datos es de 29 horas, tal y como lo muestra el primer gráfico de la figura 6.23. El paso del tsunami parece afectar de forma leve al mareógrafo, ya que en ambas señales se aprecian oscilaciones aunque no son superiores a lo habitual. El espectro, a diferencia de la relación entre la altura de ola y el periodo, está sin datos, debido a la rareza de la señal analizada.

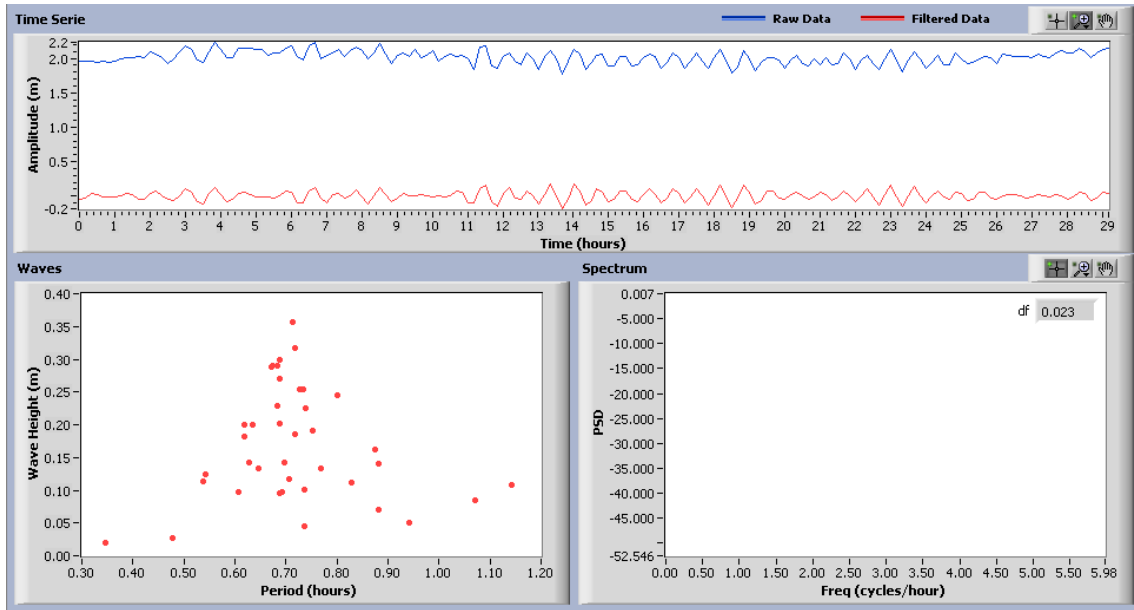


Figura 6.23: Comparación de la señal filtrada con la original. Se muestran datos como la amplitud, frecuencia, altura de ola y periodo. Mareógrafo de l'Ampolla.

Tal y como se ha realizado para el caso anterior, a continuación se ha comparado la señal obtenida por el modelo *COMCOT*, con la filtrada proporcionada por el programa *LowafaLIM v.1.0* (figura 6.22). Esta nueva serie de datos se asemeja más a la del modelo, ya que se aprecia de forma más notable las oscilaciones provocadas por el fenómeno. La forma de éstas es parecida en ambas, aunque los valores son superiores en la señal del mareógrafo, a diferencia de lo ocurrido en el caso anterior. Estas diferencias entre modelo y realidad pueden ser debidas a muchos factores; variación de los parámetros del plano de falla o hipótesis realizadas en el modelo, entre otros.

#### Comparación con los datos de medición en l'Ampolla (filtrado)

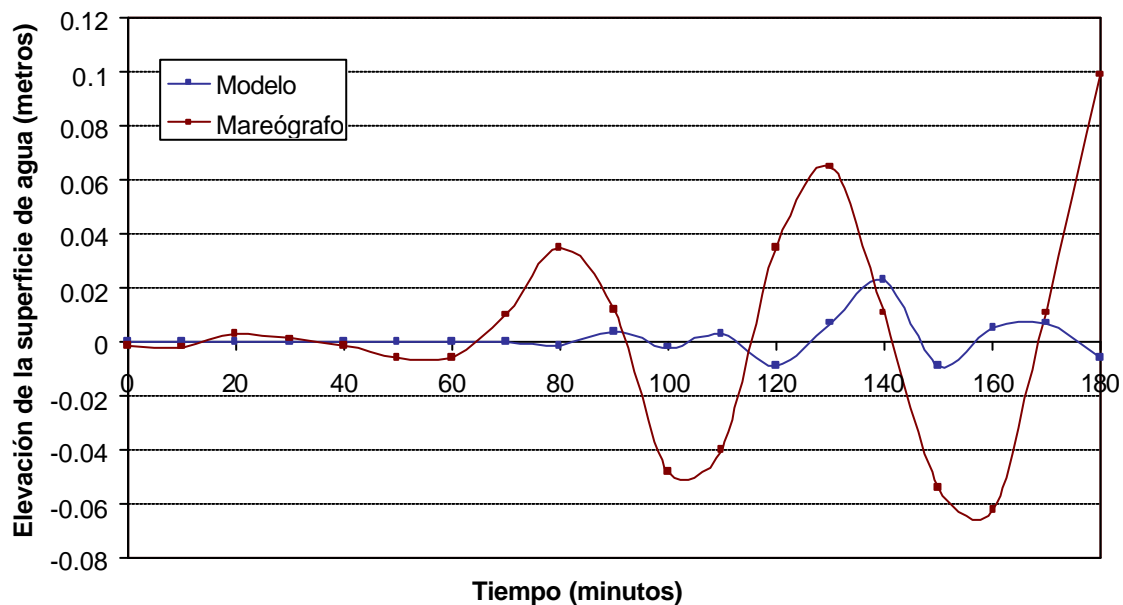


Figura 6.24: Comparación entre los datos obtenidos por el modelo *COMCOT* y por el mareógrafo situado en l'Ampolla habiendo realizado un filtrado.

Los valores de elevación de la superficie del mar son menores que en el caso de Ibiza; el máximo valor para esta región es de, aproximadamente, 10 centímetros, a diferencia del caso anterior, en el que se mostraban elevaciones de metro y medio.

Por lo tanto, en ambos casos la comparación de la señal obtenida por el modelo con la filtrada evidencia la diferencia en los valores de elevación de la superficie del mar y la similitud de la forma de las señales, ya que hay coincidencia con los senos y crestas, aunque en el caso de l'Ampolla hay un ligero desfase entre ambas señales. Las diferencias encontradas entre modelo y mareógrafo deben ser analizadas y, así poder conocer los motivos de las discrepancias de valores. Todo ello se encuentra expuesto en el siguiente capítulo.

## 7. CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO

En este documento se ha realizado una serie de simulaciones numéricas para representar tsunamis generados y propagados en el mar Mediterráneo noroccidental. Para poder comparar los resultados obtenidos con datos reales, se ha simulado numéricamente el tsunami generado a partir del terremoto ocurrido en Boumerdes-Zemmouri (Argelia) en el 2003. Éste es el tsunami más reciente producido en esta región y del cual se disponen muchos datos. 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, en un formato específico.

Los resultados numéricos obtenidos predicen de forma satisfactoria la propagación del tsunami por el mar Mediterráneo y la llegada de éste a las costas afectadas. A partir de la calibración se ha podido verificar si los valores de elevación de la superficie del mar en la costa ibicenca y tarraconense obtenidos por el modelo son cercanos a la realidad. Esta comprobación se ha realizado con los datos obtenidos de los mareógrafos situados en los puertos de Ibiza y l'Ampolla, recopilados el mismo día y hora que sucedió el tsunami en la región mediterránea. Comparando los valores de la altura de ola en la costa se concluye que los datos obtenidos por el modelo son superiores a los reales en el caso de Ibiza, e inferiores en el caso del Delta del Ebro. Esta diferencia puede ser debida a muchas causas: hipótesis realizadas por el modelo que desprecian diversos factores, incertidumbre en los parámetros de falla o problemas con la batimetría introducida, entre otros. A continuación se van a exponer cada una de las causas y se van a analizar para conocer los motivos de estas diferencias.

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 traspa 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 realizar la propagación de un tsunami se ha utilizado las ecuaciones de shallow-water (ecuaciones de Boussinesq), las cuales pueden ser lineales o no lineales. En este caso se ha optado por las ecuaciones lineales, despreciando los términos de fricción que se incluyen en las ecuaciones no lineales. Esta hipótesis se ha realizado en base a las características de altura de ola y longitud de onda que posee el mar Mediterráneo. Teóricamente, al omitir los términos de fricción, los valores obtenidos por la simulación numérica pueden ser superiores a los reales, ya que la fricción disminuye los efectos del tsunami, y, por lo tanto, la altura de ola en la costa. Éste puede ser uno de los motivos por los cuales los resultados obtenidos son superiores a los valores reales en el caso ibicenca.

En el cálculo de los parámetros del plano de falla están implicadas siempre algunas incertidumbres y, por este motivo, ha sido necesario conocer la sensibilidad de cada

parámetro en la predicción de las alturas de ola en una localización lejana a la zona de generación. 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 la magnitud del sismo 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, sólo pueden ser explicadas en parte por la gama normal de incertidumbres en parámetros del plano de falla. Se descarta este factor como único causante de la diferencia en los resultados.

Cabe destacar las perturbaciones surgidas en la malla 31 a lo largo del estudio. La inestabilidad del modelo en esta región puede ser causada por la complejidad de la batimetría de la zona. Ésta consta de saltos importantes en la topografía del fondo marino. No se descartan posibles problemas en los contornos laterales, así como un excesivo valor del número de Courant, como posibles causas de las inestabilidades surgidas. Por lo tanto, la inestabilidad surgida en el modelo en esta región, puede ser la causante de la superioridad de los valores que da el modelo en el sector de Ibiza.

La inundación, calculada por el modelo, se ha estudiado para la región del Delta del Ebro por su característica topografía, que la hace vulnerable frente a este tipo de eventos. Los resultados son ligeramente inferiores a los medidos in situ cuando se produjo el tsunami. Los motivos de estas diferencias, al igual que para la altura de ola en la costa, pueden ser debidos a los parámetros del plano de falla o al propio modelo numérico, que parece ser difusivo. De todos modos, el flujo de volumen, obtenido por la simulación realizada, no es suficiente para provocar una inundación anormal en la zona deltaica.

La costa española, tal y como se ha demostrado a lo largo de este documento, puede sufrir los efectos de tsunamis generados en Argelia. Por este motivo, se ha creído conveniente simular un tsunami con la mayor magnitud posible que puede suceder en esta región. A partir de los resultados expuestos en el capítulo 6, se puede concluir que un tsunami de esa magnitud afectaría a todo el litoral español mediterráneo, y causaría efectos significativos en puertos, localidades costeras... Se estima un grado de tsunami 2 en la escala de magnitud de Wiegel (1970). El tsunami ocurrido en el 2003 se le cataloga, en esta misma escala, con un grado 0. La prevención frente a un suceso de este estilo no es necesaria ya que las probabilidades de que un evento de este tamaño suceda, son muy pequeñas. De todos modos, es importante conocer las características de este tipo de fenómenos.

Se concluye que el modelo COMCOT es válido para la simulación de tsunamis en el Mediterráneo, aunque los valores de elevación de la superficie del mar obtenidos son distintos a los registrados con los mareógrafos. La variación de los parámetros del plano de falla produce cambios en la altura de ola en la región de inundación, pero en este caso no son los únicos causantes de las diferencias encontradas en la calibración. Se requiere un trabajo adicional para investigar las razones de estas discrepancias.

La principal conclusión del estudio es que los tsunamis generados en la costa de Argelia, pueden afectar a las costas mediterráneas españolas, fundamentalmente a las Islas Baleares, en las que ya se han sentido los efectos de este tipo de eventos. Por su parte, las costas catalanas quedan parcialmente protegidas por dichas islas, con lo

que este tipo de ondas llegan muy amortiguadas y con un potencial destructor prácticamente insignificante.

Es importante el estudio y conocimiento de los tsunamis, ya que, cuando aparecen lo hacen con una gran fuerza destructiva. El documento realizado puede servir, como base para otros estudios de tsunamis en la zona mediterránea; no sólo es necesario estudiar la propagación e inundación del fenómeno en la costa, sino que es, también, útil conocer la afectación de éstos a diferentes estructuras y edificaciones ubicadas en las regiones afectadas. Además se pueden realizar múltiples estudios basados en los resultados ofrecidos por este documento; movimiento de material y sedimentos costeros al paso de este, afectación a la red hidrográfica, evacuación en caso de tsunami...

El documento realizado, sobre todo abre las puertas a la realización de análisis en profundidad de la inundabilidad y calculo de run-up. Con las simulaciones realizadas se ha obtenido el flujo de volumen de agua, provocado por el tsunami, a lo largo de la costa afectada. Al disponer de estos datos se puede calcular el caudal de agua que se introduce al interior del territorio. Con información topográfica de la región y estos datos también es posible calcular el run-up alcanzado por las ondas provocadas por el tsunami.

Este estudio también puede ayudar a simular fenómenos similares en otras regiones. En el caso del litoral español, otras costas se pueden ver afectadas por un tsunami; la región con mayor probabilidad de llegada de un tsunami es la costa gaditana y onubense. Para que un evento de este calibre llegue a estas regiones, se tiene que producir un terremoto en el océano Atlántico, más en concreto, en la falla que cruza las Islas Azores. El resto de costa mediterránea, también puede ser estudiado a partir de este documento.

Por lo tanto, el análisis realizado ha servido para conocer las características de los tsunamis producidos en la costa argelina, y propagados hacia las costas españolas, así como, la afectación de los parámetros del plano de falla en la elevación de la superficie libre del tsunami generado. Al realizarse todo ello con un modelo numérico, se ha valorado la efectividad de éste, a partir de una calibración. Además, se ha calculado el flujo de volumen producido por el tsunami, que servirá para calcular valores de inundabilidad en estudios futuros.



## **8. 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.

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.

Borrero, J.C. (2003), Preliminary Simulations of the Algerian Tsunami of 21 May, 2003 in the Balearic Islands. <http://www.usc.edu/dept/tsunamis/ALGERIA/>.

Camfield, F.E. y Street, R.L. (1969), Shoaling of solitary waves on small slopes. *Journal of the Waterways and Harbors Division* 1, p. 1-22.

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.

Evans, K. y Wyatt, F. (1984), Water table effects on the measurement of Earth strain. *Tectonophysics* 108, p. 323-337.

Garcia, A.W. (1978), Effect of source orientation and location in the Peru-Chile trench on tsunami amplitude along the Pacific coast of the continental United States. *Res. Rep. H-75-2*, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, Miss.

Gedik, N. *et al.* (2005), Laboratory investigation on tsunami run-up. *Ocean Engineering* 32 (5-6), p. 513-528.

Grilli, S.T. *et al.* (1997) Breaking criterion and characteristics for solitary waves on slopes. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 123 (3), p. 102-112.

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

Hall, J.V. y Watts, J.W. (1953), Laboratory investigation of the vertical rise of solitary waves on impermeable slopes. Tech. Memo. 33, Beach Erosion Board, Office of the Chief of Engineers, U.S. Army Corps of Engineers.

Hammack, J.L. y Segur, H. (1978), Modeling criteria for long water waves. Journal Fluid Mech. 84, p. 379-373.

Houston, J.R. (1978), Interaction of tsunamis with the Hawaiian Islands calculated by a finite-element numerical model. Journal of Physical Oceanography, 8, p. 93-102.

Houston, J.R. y Garcia, A.W. (1974), Type 16 flood insurance study: tsunami predictions for Pacific coastal communities. Tech. Rep. 11-74-3, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, Miss.

Houston, J.R. *et al.* (1975), Effect of source orientation in the Aleutian trench on tsunami amplitude along the Pacific coast of the continental United States. Res. Rep. H-75-4, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, Miss.

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.

Ioualalen, M (2007), Sensitivity tests on relations between tsunami signal and seismic rupture characteristics: The 26 December 2004 Indian Ocean event case study. Environ. Model. Softw. (2007), doi:10.1016/j.envsoft.2007.07.007.

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.

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 crustal movement. Tectonophysics 97, p. 327-336.

Kirkgöz, M.S. (1983), Breaking run-up of long wave. Tsunamis, Their Science and 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.

- 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
- Liu, P.L. (1991), Report in the International Workshop on long wave run-up. Journal of Fluid Mechanics 229, p. 675-688.
- Liu, P.L. *et al.* (1994), The Flores Island tsunamis. Transactions American Geophysical Union 74 (33), p. 369-1993
- 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.
- Monge, J. (1993), Estudios de riesgo de tsunami en costas chilenas. Jornadas chilenas de Sismología en ingeniería antisísmica (2), p. 3-22. Santiago, Chile.
- Müller, D. (1995), Auflaufen und überschwappen von impulswellen an Talsperren. In: Vischer D (ed) VAW Mitteilung 137. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie. ETH Zürich.
- 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.
- Papadopoulos, G.A. e Imamura, A. (2001), Tsunamis in the East Mediterranean: A Catalogue for the Area of Greece and Adjacent Seas. Proceedings of the International Workshop on Tsunami Risk Assessment beyond 2000: Theory, Practice and Plans, Moscow, Russia, p. 34-42.
- 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.
- 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 y Liu, L.F. (2005), A Numerical Investigation of Boumerdes-Zemmouri (Algeria) Earthquake and Tsunami. <http://ceeserver.cee.cornell.edu/pll-group/comcot.htm>
- Wang, X y Liu, L.F. (2006), Indian Ocean tsunami on 26 December 2004: numerical modeling of inundation in three cities on the south coast of Sri Lanka. Earthquake and Tsunami 2 (2), p. 133-155.
- 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.
- Yamazaki, K. (1978), Theory of cristal deformation due to dilatancy and quantitative evaluation of earthquake precursors. Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophysics 25, p. 115-167.
- Zelt, J.A. (1991), The run-up of nonbreaking solitary waves. Coastal Engineering 15, p. 205-246.