



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Generación y propagación de tsunamis en el mar Catalano-Balear

Olaia Iglesias Cerdeira



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial – Compartir Igual 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial – Compartir Igual 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 4.0. Spain License.**

GENERACIÓN Y PROPAGACIÓN DE TSUNAMIS EN EL MAR CATALANO-BALEAR

Olaia Iglesias Cerdeira

Memoria de Tesis Doctoral

Programa de Doctorat de Ciències del Mar, Universitat de Barcelona

2015

GENERACIÓN Y PROPAGACIÓN DE TSUNAMIS EN EL MAR CATALANO-BALEAR

Olaia Iglesias Cerdeira

Memoria de Tesis Doctoral

Dirigida por el **Dr. Miquel Canals Artigas** y el **Dr. Galderic Lastras Membrive**

Programa de Doctorat de Ciències del Mar, Universitat de Barcelona

Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines

Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona



Esta Tesis se enmarca en el Programa de Doctorat de Ciències del Mar y ha sido realizada en el Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines de la Universitat de Barcelona, dentro del Grup de Reserca Consolidat en Geociències Marines (ref. 2014 SGR 1068). Durante el periodo de elaboración de la Tesis, la doctoranda disfrutó de una beca FPU (Formación de Profesorado Universitario, ref. AP2007-01056, periodo 2008-2012) del Ministerio de Educación y Ciencia, una Beca de Col·laboració en Projectes de Recerca enmarcada en el proyecto TRANSFER (Tsunami Risk ANd Strategies For European Region, ref. 037058), y un contrato de colaborador investigador en el proyecto ASTARTE (Assessment, STrategy And Risk Reduction for Tsunamis in Europe, ref. 603839). Las estancias breves en el Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria, en el Departamento de Análisis Matemático de la Universidad de Sevilla y en el Departamento de Ecuaciones Diferenciales de la Universidad de Málaga se financiaron mediante Ajuts a la Mobilitat de la Comissió de Recerca de la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona.

[...] No le gustaba la tierra y menos aún los bosques. Tampoco le gustaba el mar o lo que el común de los mortales llama mar y que en realidad sólo es la superficie del mar, las olas erizadas por el viento que poco a poco se han ido convirtiendo en la metáfora de la derrota y la locura. Lo que le gustaba era el fondo del mar, esa otra tierra, llena de planicies y valles que no eran valles y precipicios que no eran precipicios [...]

2666, La parte de Archimboldi

Roberto Bolaño (1953-2003)

Portada: detalle de *Blue yellow* de M. Rothko

Aos meus pais e irmá

AGRADECIMENTOS

Ía escribi-los agradecementos en Louro, porque é para min o punto xeográfico que representa mellor a idea do mar. Mais non houbo tempo. Ía escribi-los agradecementos nos Pirineos, porque expresa para min dun xeito moi entrañábel esa mestura de xeoloxía e Catalunya na que me vin envolta estes anos. Mais non houbo tempo. Así pois estouno a facer eiquí, en Barcelona, neste asento con vistas a Collcerola, mentres escoito os teclados dos computadores (escribindo quizais outras teses), ruído de follas, e algún que outro bocexo. E desta si, xa comezo.

Primeiro de todo quero agradecerlle a Miquel terme brindado a oportunidade de traballar nun tema tan apaixonante coma é o da miña Tese de Doutoramento, e sobre todo por ter confiado en min ao longo destes anos. Pero tamén por facerme parte desas outras teses e traballos dos compañeiros que sempre arrastran a todo o grupo aos buques oceanográficos, onde puideren gozar das ciencias do mar no seu xeito máis puro e excitante, tal e coma o soñaba cando estudaba a carreira. Per tot això, moltes gràcies Miquel!

Seica un físico danés dixo que un experto era aquel que cometera todos os erros posíbeis nun tema. Se así é, eu son experta na modelización numérica de tsunamis. Pero todos estes erros sufríunos especialmente Galderic, quen se cansou de corrixirme todo cincocentas veces, e me aturou nos meus momentos de baixón (que foron uns poucos). Abofé que se desesperou co meu inglés e cos meus despistes, mentres eu aprendía moito del. Pero aínda así, o mellor destes anos, o que me levo e o que me queda, é ao Galderic amigo, que sen dúbida vai mais aló e perdura máis co Galderic director de Tese (por moi eterna que esta sexa). De feito a frase que tanto me dixo "isto é un erro, e sábe-lo", non se refería as correccións de ningún paper, se non aos momentos de birras (e gintonics) co GRCGM.

Os do "BCN swim team" tamén me aturaron dabondo, Rayito e o Panther, sempre dispostos a botar una man cos problemas do computador ou coas dudas de SIX. E por su posto o gurú Costris, que tanto me axudou na Tese coa súa mente binaria.

Tamén lle agradezo a miña Sarola todas as nosas charlas e as súas explicacións de xeotecnia mariña, e todos eses grandes momentos de "clarividencias vitais".

Tamén lle agradezo a Jose Luis terse ofrecido e terme axudado, sempre tan amábel, a idear e facer esas superficies co Earth Vision.

Encantoume tamén ter estado en Cantabria, no Instituto de Hidráulica Ambiental, e descubrir grazas a Mauricio e Maitane como funcionaba o COMCOT, e para que tanto script de Matlab e Fortran. Tamén en Sevilla con Enrique empezando a descubrir o Landslide-HySEA, e con Jorge e Jose

Manuel en Málaga, que me dedicaron todo o seu tempo nos días que estiven alí, convivindo entre matemáticos simpáticos. E xunto con eles agradezo tamén ó resto de coautores dos artigos e todas as súas valiosas achegas, especialmente a Carlos Souto.

Mais non só de ciencia se alimenta unha Tese, tamén precisa repouso ao redor dos tupers, falando de política, fútbol, ou facendo intercambio de receitas; os "capus" e maillos cafés de xeo e farmacia; os chapoteos temperáns rodeados de borrachos e vellos madrugadores; as sesión de pelis no Hespérides, os bailes no laboratorio húmido, e o mítico: "Tú que dispones de cielo y mar, haces la calma en la tempestad". Foron necesarios os "vaia, vaia, vaia", os chistes malos, absurdos e algún que outro bó. E como non, as birras no flabiol, as calçotadas, boletadas e vendimas. Así pois, e hei de confesar con algo de medo a que se me escape alguén, velaquí unha lista de toda esta xentiña que fixo único e xenial formar parte deste grupo de investigación. Dela forman parte moitos suxeitos dos enriba mencionados e mais David, Pato, Perdiush, Judot, Mayte, a Sánchez, Minirut, Anna A., Marc, Ester, Sapete, Mapache, Leo, Pilar, Eli, Pati, Neus, Caroline, Tubau, Oriol, Diana, Aaron, Roger, Camino, Catalina, Ben, Renata, Angelo; ás miñas fantásticas, Patri, a Euskal e Ruth (que xunto con Toni fixo posíbel esta portada de Tese!); e moi especialmente a Jaime. Tampouco me esquezo deses outros seres bondadosos que non sendo estritamente do GRCGM (polo menos mentres eu estiven) foron sen dúbida esenciais para tornar os momentos antes enumerados en momentazos. Quero agradecer tamén ás secres, Montse, Isa, Toni e o resto do Departamento.

Estar a gusto ao saír da facultade évos tamén de grande axuda. Por iso, agradézolle aquí ás miñas nenas galegas por dar-me ese pedaciño de patria na diáspora: Colo, Marta, Sabe e Paulova, coas nosas birraterapias, licores cafés, festas na terraza e pipas+Catan; incluíndo mensaxes de socorro-baixon-de-tese con resposta inmediata. E a Gonzi e Ninota, cos que fixemos coma unha pequena familia de tolos, cos que botei tantas risas e vivín tantas cousas nesa etapa de bolseira, aínda que non foron tan bos compis de piso coma Rosendo e Mostovoi.

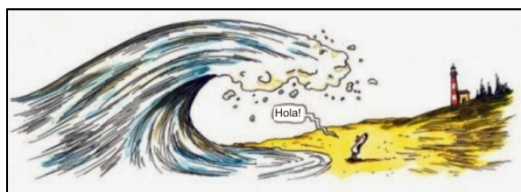
E tamén dende o lonxe esa cuchipandi de Vigo, moitos deles mariños, que tanta forza me dan cada vez que vou alá: Lidito, Eli, Martita, Antía, dos ademais tirei tamén para preguntar sobre ondas ou Matlab, coma Crispín, Nico, Ritiña, e miña curmá Irenol.

Mais algúns van e outros veñen, e se ben é certo que todos permanecen, os meus pais sempre estiveron eiquí, facéndome ser quen son, e apoiándome en cada paso e decisión. Nunca dubidaron en dar-me todo o que tiñan para que puidera facer e estudar as cousas que me gustan. E sen dúbida, foron eles quen me transmitiron o amor pola natureza e sobre todo polo mar, o océano, o meu medio dende ben cativa. E con eles, a miña irmá, o meu motor de arranque, ese empuxe que che di sempre: faino! E incluso: veña segue, que xa o tes! Como me faltaches, Moka, nestes anos fora da

casa! E tamén sempre moi preto de nós, miña tía Rosi, e recentemente, o señor fedello e pirracas André.

En fi, que moltes gràcies a tots!

E velaquí remata a única parte desta tese que se vai ler a xente (algú ho havia de dir!), a ver quen se anima a seguir até o final!



(debuxo de Liniers)

ÍNDICE

Resumen	1
Resum	4
Abstract	7
Estructura de la Tesis	11

Capítulo 1. Introducción	13
1.1. Presentación y objetivos	15
1.2. Tsunamis	19
1.2.1. Características de un tsunami	24
1.2.2. Génesis de tsunamis	26
1.2.2.1. Terremotos	26
1.2.2.2. Deslizamientos	28
1.2.2.3. Procesos volcánicos	34
1.2.2.4. Impactos meteoríticos	35
1.2.3. Propagación e inundación	36
1.2.4. Modelización numérica	39
1.2.5. Mitigación del riesgo de tsunamis	45
1.3. Área de estudio	47
1.3.1. Marco geográfico y fisiográfico	47
1.3.2. Marco geológico	50
1.3.3. Fuentes tsunamigénicas	51
1.3.3.1. Sismicidad	52
1.3.3.2. Deslizamientos submarinos	55
1.3.4. Tsunamis históricos	58
1.4. Datos	61
1.4.1. Batimetría de multihaz	61
1.4.2. Sísmica de reflexión	62
1.5. Métodos	65
1.5.1. Modelos numéricos	65
1.5.1.1. Cornell Multi-grid Coupled Tsunami (COMCOT)	65
1.5.1.2. Landslide-HySEA	67
1.5.2. Superficies y parámetros de entrada	70
1.5.2.1. Deslizamiento BIG'95	70

1.5.2.2. Deslizamientos del canal de Ibiza	72
1.5.2.3. Cañones submarinos	75
<hr/>	
Capítulo 2. Resultados	83
2.1. The BIG'95 Submarine Landslide–Generated Tsunami:	
A Numerical Simulation	85
2.1.1. Abstract	85
2.1.2. Keywords	86
2.1.3. Introduction	86
2.1.4. Geological setting	89
2.1.5. Methods and data set	90
2.1.6. Results	95
2.1.7. Discussion	98
2.1.8. Conclusions	105
2.1.9. Acknowledgements	106
2.1.10. References Cited	106
2.2. Tsunamigenic potential of small adjacent submarine landslides:	
A study case in Eivissa Channel, Western Mediterranean Sea	113
2.2.1. Abstract	113
2.2.2. Keywords	114
2.2.3. Introduction	114
2.2.4. Geological setting	115
2.2.5. Data set	117
2.2.6. Methodology	119
2.2.6.1. Landslide-generated tsunami model	119
2.2.6.2. Determination of layer interfaces	119
2.2.6.3. Model parameters analysis	120
2.2.7 Results	122
2.2.7.1. Total and effective volumes	122
2.2.7.2. Landslide simulations	122
2.2.7.3. Tsunami simulations	124
2.2.7.4. Sensitivity analysis	125
2.2.8. Discussion and conclusions	129
2.2.9. Acknowledgments	133
2.2.10. References	134

2.3. Effects of coastal submarine canyons on tsunami propagation and impact	139
2.3.1. Abstract	139
2.3.2. Keywords	140
2.3.3. Introduction	140
2.3.4. Methodology	141
2.3.4.1. Synthetic bathymetries	141
Formulation of the synthetic bathymetries	144
2.3.4.2. Reference bathymetry	146
2.3.4.3. Synthetic tsunami waves	147
Formulation of the tsunami waves	148
2.3.4.4. Tsunami numerical model	149
2.3.5. Results and Discussion	149
2.3.5.1. Control simulations	149
2.3.5.2. Synthetic scenarios	151
First arrivals	152
Maximum wave height at the coastline	152
2.3.5.3. The Blanes Canyon groundtruthing site	161
2.2.6. Concluding remarks	163
2.3.7. Acknowledgements	164
2.3.8. References	164
2.4. Resumen de resultados	169
<hr/>	
Capítulo 3. Discusión	173
3.1. Tsunamigénesis en el mar Catalano-Balear	175
3.2. Propagación e impacto de tsunamis en el mar Catalano-Balear	179
3.3. La elección de un modelo numérico	181
<hr/>	
Capítulo 4. Conclusiones	185
4.1. Conclusiones acerca del área de estudio	187
4.2. Conclusiones generales	189
<hr/>	
Capítulo 5. Bibliografía	191
<hr/>	

Anexos	217
Anexo 1. Tratamiento de los datos	219
Anexo 1.1.	219
Anexo 1.2.	221
Anexo 1.3.	225
Anexo 1.4.	226
Anexo 2. Listado de acrónimos y abreviaturas	227
Anexo 3. Material complementario (CD)	229

RESUMEN

Los tsunamis son eventos naturales relativamente poco frecuentes pero a menudo de consecuencias catastróficas. El tsunami del océano Índico del 26 de diciembre de 2004 puso de relieve las deficiencias de los sistemas de detección temprana, los fallos en las comunicaciones de alerta y la ausencia de planes de evacuación y emergencia frente a estos fenómenos naturales en muchas comunidades. Europa tomó buena nota de ello. Esta Tesis Doctoral se enmarca en el contexto de dos proyectos europeos sobre tsunamis. Dos años después del tsunami del océano Índico, el proyecto europeo TRANSFER tenía por objetivo contribuir al conocimiento de los tsunamis, tanto históricos como potenciales, en la región euro-mediterránea, a partir de la identificación de su peligro y la evaluación de su riesgo. Por su parte, el proyecto europeo ASTARTE, aún en curso, ahonda en dicho conocimiento mediante el análisis de su recurrencia, la modelización de las fuentes y la identificación de las incertezas, atendiendo también cuestiones de relevancia directa para la sociedad, desde la alerta temprana hasta la mejora de la resiliencia de las comunidades costeras ante el impacto de tsunamis en la denominada región NEAM (Atlántico nororiental, Mediterráneo y mares adyacentes). Así, en esta Tesis Doctoral se analiza el peligro de tsunamis en el mar Catalano-Balear inducidos por deslizamientos submarinos, así como los efectos del relieve submarino en la propagación y el impacto en la costa de este tipo de ondas, con especial atención a los cañones submarinos.

Los depósitos de deslizamientos submarinos recientes identificados hasta la fecha en el mar Catalano-Balear son el reflejo de la inestabilidad de sus taludes continentales (Lastras et al., 2007, y referencias que incluye). Con el fin de inferir el potencial tsunamigénico de estos deslizamientos se ha investigado el más extenso y presumiblemente más tsunamigénico de ellos, denominado BIG'95 (Lastras et al., 2002), y cuatro deslizamientos en el canal de Ibiza, probablemente de los menos tsunamigénicos del conjunto dados su escaso volumen ($<0,4 \text{ km}^3$), extensión ($<16 \text{ km}^2$), pendiente ($<3^\circ$) y elevada profundidad ($>600 \text{ m}$). Dado que los deslizamientos del canal de Ibiza, llamados Ana, Joan, Nuna y Jersi, pudieron haber ocurrido de manera sincrónica (Lastras et al., 2004a), su potencial tsunamigénico se ha analizado considerando también el escenario de ocurrencia simultánea de los cuatro.

La evaluación del potencial tsunamigénico de los deslizamientos investigados se ha realizado mediante modelización numérica, metodología que requiere datos precisos y de alta resolución tanto de la profundidad del lecho marino como del espesor de la masa deslizada. Dichos datos fueron adquiridos previamente durante diversas campañas oceanográficas mediante batimetría de multihaz y perfiles de sísmica de muy alta resolución. Los modelos numéricos utilizados fueron, para el caso del deslizamiento BIG'95, el modelo COMCOT desarrollado por la Universidad de Cornell (Liu et al.,

1998) y, para los deslizamientos del canal de Ibiza, el modelo Landslide-HySEA de la Universidad de Málaga (Fernández-Nieto et al., 2012; Macías et al., 2015), ambos basados en las ecuaciones de aguas someras. El primero es, sin embargo, un modelo desacoplado, mientras que el segundo es un modelo acoplado, lo que implica considerables diferencias en la preparación de los datos de entrada y el análisis de los datos de salida.

Los escenarios resultantes muestran que tanto el deslizamiento BIG'95 como los deslizamientos del canal de Ibiza fueron capaces de generar tsunamis, aunque con alturas de ola de magnitudes muy distintas. Si se considera el nivel del mar actual, las costas próximas al deslizamiento BIG'95 sufrirían el impacto de olas con alturas de hasta 9 m, mientras que los tsunamis generados por los deslizamientos del canal de Ibiza apenas superarían los 0,5 m en las costas cercanas, a excepción de una franja de corta distancia en la isla de Formentera, donde alcanzarían excepcionalmente 2 m de altura. Si se considera que los deslizamientos del canal de Ibiza ocurrieron de manera sincrónica, la altura de ola se incrementaría un 22%. El potencial tsunamigénico de los deslizamientos del canal de Ibiza sugiere que otros deslizamientos de características similares descritos en el mar Catalano-Balear también podrían haber generado tsunamis.

El papel que juega el relieve submarino del mar Catalano-Balear en la propagación y el impacto de tsunamis se ha analizado a partir de los escenarios modelizados para los deslizamiento BIG'95 y del canal de Ibiza, así como para una serie de escenarios teóricos generados específicamente para dilucidar los efectos producidos por la presencia de cañones submarinos. Así, mediante funciones matemáticas se han creado una serie de batimetrías teóricas reflejando la geometría de un margen continental con una costa rectilínea paralela al borde de plataforma e incidido por cañones submarinos de diversas morfologías, variando su grado de incisión, es decir, la distancia de su cabecera al talud, y también su oblicuidad respecto a la costa y su anchura. Sobre estas batimetrías teóricas se han propagado, mediante el modelo COMCOT, olas de tsunami de diferentes características incidiendo perpendicularmente al margen. En total se han computado 514 escenarios, incluyendo como referencia un margen sin cañón. Adicionalmente, se han computado otros dos escenarios en los que se ha tomado como referencia el margen continental del cañón submarino de Blanes, uno con la batimetría real y otro con la batimetría real suavizada, con el fin de contrastar los resultados teóricos y aplicarlos a este sector concreto del margen catalán.

Del análisis de la propagación del tsunami generado por el deslizamiento BIG'95 se concluye que el margen continental del Ebro, con una plataforma continental especialmente extensa, tiene las características necesarias para ejercer un notable efecto de asomeramiento en las olas de tsunami, incrementando la altura de ola generada sobre la fuente y dilatando el tiempo de llegada de la ola a la costa. Dicho efecto no ocurre en el Promontorio Balear, ya que la plataforma insular es mucho más estrecha. Determinados sectores del litoral mallorquín, de costas recortadas y pequeñas bahías

muy cerradas, muestran una mayor susceptibilidad a la ocurrencia de fenómenos de resonancia inducidos por olas de determinada longitud de onda, entre las que se incluirían las generadas por el deslizamiento BIG'95. El análisis de la propagación de los tsunamis causados por los deslizamientos del canal de Ibiza muestra que la configuración de la plataforma insular del suroeste de la isla de Formentera favorece el apilamiento de las olas de tsunami, de manera que su altura se incrementa antes de alcanzar la costa. En cuanto al efecto en la propagación de tsunamis que produce la presencia de un cañón submarino incidido en el margen continental, se pudo establecer que la franja de costa situada frente a la cabecera se ve afectada por olas con altura máxima inferior a la de las olas que alcanzan las costas del margen de referencia sin cañón submarino, mientras que, al contrario, las alturas máximas son mayores en las franjas litorales situadas frente a los dos flancos del cañón.

Esta variación en las alturas máximas en la franja litoral se acentúa cuanto más próxima está la cabecera del cañón a la línea de costa, lo cual favorece además la formación de ondas de borde cuya altura máxima llega a ser superior a la de las olas directas. Por otro lado, la longitud de la franja litoral afectada por las variaciones en las alturas máximas aumenta a medida que se incrementa la anchura del cañón submarino, y su distribución depende de la oblicuidad del cañón respecto al margen. Adicionalmente, cuanto más oblicuo es el eje del cañón, mayor es la altura de ola en la franja de costa situada frente al flanco del cañón que queda más alejado de la costa. En el sector del margen continental catalán incidido por el cañón de Blanes, cuyo eje discurre oblicuo a la costa en la zona más proximal, se ha establecido que un hipotético tsunami arribaría con menor altura de ola a la franja litoral situada frente a la cabecera del cañón, y con una mayor altura de ola a la situada más al noreste, correspondiente al flanco externo del cañón. Este caso concreto puede ser extrapolable a sectores del margen catalán incididos por otros cañones como los de Cap de Creus, La Fonera y Arenys, y a otros márgenes continentales.

RESUM

Els tsunamis són esdeveniments naturals relativament poc freqüents però sovint de conseqüències catastròfiques. El tsunami de l'oceà Índic del 26 de desembre de 2004 va posar de relleu les deficiències dels sistemes de detecció primerenca i d'alerta, i l'absència de plans d'evacuació i emergència en moltes comunitats costaneres. Europa va prendre bona nota d'això. Aquesta Tesi Doctoral s'emmarca en dos projectes europeus sobre tsunamis. Dos anys després del tsunami de l'oceà Índic, el projecte europeu TRANSFER tingué per objectiu contribuir al coneixement dels tsunamis, tant històrics com potencials, a la regió euromediterrània, a partir de la identificació de llur perill i de l'avaluació de llur risc. Per la seva banda, el projecte europeu ASTARTE, encara en curs, aprofundeix en aquest coneixement mitjançant l'anàlisi de llur recurrència, la modelització de les fonts i la identificació de les incerteses, atenent també a qüestions de rellevància directa per a la societat, des de l'alerta primerenca fins a la millora de la resiliència de les comunitats costaneres davant l'impacte de tsunamis a l'anomenada regió NEAM (Atlàntic nord-oriental, Mediterrània i mars adjacents). En aquesta Tesi Doctoral en concret, hom analitza el perill de tsunamis induïts per esllavissaments submarins a la mar Catalanobalear, així com els efectes del relleu submarí en la propagació i l'impacte a la costa d'aquest tipus d'onades, amb especial atenció al paper dels canyons submarins.

Els dipòsits d'esllavissaments submarins recents identificats fins ara a la mar Catalanobalear són el reflex de la inestabilitat dels seus talussos continentals (Lastras et al., 2007, i referències que inclou). Amb la finalitat d'esbrinar el potencial tsunamigènic d'aquests esllavissaments ens hem centrat en el més extens i, presumiblement, més tsunamigènic, l'anomenat BIG'95 (Lastras et al., 2002), i en quatre esllavissaments veïns al canal d'Eivissa (anomenats Ana, Joan, Nuna i Jersi), probablement entre els menys tsunamigènics de l'àrea d'estudi, atesos els seus petits volums ($<0,4 \text{ km}^3$) i extensions ($<16 \text{ km}^2$), pendents suaus ($<3^\circ$) i notable profunditat ($>600 \text{ m}$). Donat que els esllavissaments del canal d'Eivissa podrien haver ocorregut de manera sincrònica (Lastras et al., 2004a), llur potencial tsunamigènic s'ha analitzat considerant també aquest escenari.

L'avaluació del potencial tsunamigènic de les esllavissades investigades s'ha realitzat mitjançant modelització numèrica, metodologia que requereix dades precises i d'alta resolució tant de la profunditat i el relleu del fons marí com del gruix de la massa desplaçada. Aquestes foren adquirides durant un seguit de campanyes oceanogràfiques mitjançant batimetria de multifeix i perfilatge de sísmica de reflexió de molt alta resolució. Els models numèrics utilitzats foren, en el cas de l'esllavissament BIG'95, el model COMCOT, desenvolupat per la Universitat de Cornell (Liu et al., 1998), i, per les esllavissades del canal d'Eivissa, el model Landslide-HySEA de la Universitat de Màlaga (Fernández-Nieto et al., 2012; Macías et al., 2015), ambdós basats en les equacions de

propagació de l'onatge en aigües somes. El primer és, però, un model desacoblat, mentre que el segon és un model acoblat, fet que comporta diferències considerables en la preparació de les dades d'entrada i en l'anàlisi de les dades de sortida.

Els escenaris resultants mostren que tant l'esllavissament BIG'95 com les esllavissades del canal d'Eivissa tingueren la capacitat per induir la generació de tsunamis, encara que amb altures d'onada molt diferents. Prenent el nivell del mar actual com a referència, les costes properes a l'esllavissament BIG'95 haurien patit l'impacte d'onades amb altures de fins a 9 m, mentre que els tsunamis generats per les esllavissades del canal d'Eivissa amb prou feines haurien excedit els 0,5 m a les costes properes, a excepció d'una petita franja a l'illa de Formentera, on haurien arribat, excepcionalment, a 2 m d'altura. En el cas que les esllavissades del canal d'Eivissa haguessin ocorregut de manera sincrònica, l'altura d'ona s'hauria incrementat un 22%. El potencial tsunamigènic de les esllavissades del canal d'Eivissa suggereix que altres esllavissades de característiques similars descrites a la mar Catalanobalear també podrien haver generat tsunamis.

El paper del relleu submarí de la mar Catalanobalear en la propagació i l'impacte de tsunamis hom l'ha analitzat a partir dels escenaris modelitzats per als esllavissaments BIG'95 i del canal d'Eivissa, així com per a una sèrie d'escenaris teòrics generats específicament per escatir els efectes produïts per la presència de canyons submarins. Així, mitjançant funcions matemàtiques s'ha creat una sèrie de batimetries teòriques corresponents a un marge continental amb una costa rectilínia paral·lela a la vora de plataforma i incidit per un canyó submarí del que hom n'ha anat modificant el grau d'incisió, l'obliquïtat respecte a la costa i amplada per a obtenir els diferents escenaris teòrics esmentats adés. Sobre aquestes batimetries teòriques s'han propagat, mitjançant el model COMCOT, onades de tsunami perpendiculars al marge i amb diferents característiques. En total hom ha computat 514 escenaris, incloent com a referència un marge sense canyó. Adicionalment, hom ha computat dos escenaris en que s'ha pres com a referència el marge continental del canyó submarí de Blanes, un amb la batimetria real i un altre amb la batimetria real suavitzada, amb la finalitat de contrastar els resultats teòrics i aplicar-los a aquest sector concret del marge català.

De l'anàlisi de la propagació del tsunami generat per l'esllavissament BIG'95 se'n conclou que el marge continental de l'Ebre, amb una plataforma continental particularment extensa, té les característiques necessàries per exercir un notable efecte de somerització damunt les onades de tsunami, incrementant l'altura d'ona respecte a la generada sobre la font i dilatant el temps d'arribada de l'onada a la costa. Aquest efecte no té lloc al Promontori Balear, ja que la plataforma insular és molt més estreta. Determinats sectors del litoral mallorquí, amb costes retallades i cales, mostren una major susceptibilitat a l'ocurrència de fenòmens de ressonància induïts per onades de determinada longitud d'ona, entre les que s'inclourien les generades per l'esllavissament BIG'95. L'anàlisi de la propagació dels tsunamis causats per les esllavissades del canal d'Eivissa mostra que

la configuració de la plataforma insular del sud-oest de l'illa de Formentera afavoreix l'apilament de les ones de tsunami, de manera que la seva altura s'incrementa abans d'arribar la costa. Quant a l'efecte en la propagació de tsunamis que produeix la presència d'un canyó submarí incidit en el marge continental, la franja costanera situada davant la capçalera es veu afectada per onades amb altura màxima inferior a la de les onades que arriben a les costes del marge de referència sense canyó submarí, mentre que, al contrari, les altures màximes són més grans a les franges litorals situades davant dels dos flancs del canyó.

Aquesta variació de les altures màximes a la franja litoral s'accentua com més a prop està de la línia de costa la capçalera del canyó, la qual cosa afavoreix la formació d'ones de vorell, les quals assoleixen altures superiors a la de les ones directes. D'altra banda, la longitud de la franja litoral afectada per les variacions de les altures màximes augmenta a mesura que s'incrementa l'amplada del canyó submarí, i la seva distribució depèn de l'obliquïtat del canyó respecte del marge. Addicionalment, com més oblic és l'eix del canyó, més gran és l'altura d'ona a la franja de costa situada enfront del flanc del canyó que queda més allunyat de la costa. En el sector del marge continental català incidit pel canyó de Blanes, l'eix del qual discorre oblic a la costa a la zona més proximal, s'ha establert que un hipotètic tsunami arribaria amb menor altura d'ona a la franja litoral situada enfront de la capçalera del canyó, i amb una altura d'ona més gran a la situada més al nord-est, corresponent al flanc extern del canyó. Aquest cas concret pot ser extrapolable a sectors del marge català incidits per altres canyons com els de cap de Creus, la Fonera i Arenys, i a altres marges continentals d'arreu del món.

ABSTRACT

Although tsunamis are relatively low frequency events, they often have catastrophic consequences. The Indian Ocean 2004 Boxing Day tsunami highlighted the lack of emergency plans against these natural disasters in many communities, including European coastlines. This Doctoral Thesis is framed within the context of two European research projects conceived in the wake of that event. Two years after the Indian Ocean tsunami, the European project TRANSFER aimed at contributing to both historical and potential tsunami knowledge in the Euro-Mediterranean region, from the identification of the hazard to the risk assessment. Later, the European project ASTARTE, still underway, delves into this knowledge by analyzing tsunami recurrence, modelling sources and identifying uncertainties, but also through the relationship with society, developing early warning systems to improve community tsunami awareness and resilience in the NEAM region (North East Atlantic, Mediterranean and connected seas). Thus, in this Thesis, tsunami hazard induced by submarine landslides in the Catalano-Balearic Sea is analysed, as well as the effects exerted by seafloor morphology, with special attention to submarine canyons, on the propagation and coastal impact of such waves.

Submarine landslide deposits identified to date in the Catalano-Balearic Sea reflect continental slope instability (Lastras et al., 2007, and references therein). In order to analyse the tsunamigenic potential of these landslides, the largest and presumably the most tsunamigenic one of them, namely the BIG'95 debris flow (Lastras et al., 2002), has been chosen, as well as four slides in Eivissa Channel, likely among the less tsunamigenic, due to their small volume ($>0.4 \text{ km}^3$), area ($<16 \text{ km}^2$) and slope ($<3^\circ$), and the large water depths where they emplaced ($>600 \text{ m}$). Moreover, the four Eivissa Channel Slides, called Ana, Joan, Nuna and Jersi, could have occurred synchronously (Lastras et al., 2004a), and therefore their tsunamigenic potential has also been analysed considering the simultaneous failure of the four slides.

The evaluation of their tsunamigenic potential has been carried out using numerical modeling. As an input, this methodology requires bathymetry and landslide deposit thickness data. These were previously acquired during several oceanographic surveys by means of multibeam bathymetry and very high resolution seismic profiles. Numerical models used in this Thesis were COMCOT model developed by Cornell University (Liu et al., 1998) for the simulation of the BIG'95 debris flow, and Landslide-HySEA model developed by Malaga University (Fernández-Nieto et al, 2012; Macías et al, 2015) for the Eivissa Channel Slides. Although both models are based on the shallow water equations, the former is decoupled, whereas the second is a coupled model. This entails remarkable differences in input data preparation and output data analysis.

The resulting scenarios show that both the BIG'95 and the Ibiza Channel landslides were able to generate tsunamis, though with very different wave heights. Considering an scenario in which the sea level is similar to present day, coasts nearby BIG'95 landslide would have been impacted by waves with heights up to 9 m, whereas tsunamis generated by the Ibiza Channel Slides barely exceed 0.5 m in height in the neighbouring coasts, except along a narrow strip at Formentera Island where waves exceptionally reach 2 m high. In the case in which the Ibiza Channel Slides fail synchronously, wave height increases by 22%. The tsunamigenic potential of these landslides suggests that other similar slides previously described in the Catalano-Balearic Sea could have also generated tsunamis.

The role played by the seafloor morphology of the Catalano-Balearic Sea in the propagation and impact of tsunamis has been analyzed on the basis of the modelling work, also including a series of theoretical scenarios specifically generated to elucidate the effects of the presence of submarine canyons. Thus, a set of theoretical bathymetries have been created using mathematical functions that mimic the geometry of a continental margin with a straight coastline parallel to the edge of the shelf and incised by a submarine canyon. The morphology of the canyon has been set up by varying the incision, i.e., the distance from canyon head to the continental slope, and its orientation with respect to the coast and width. Then, the COMCOT model has been used to propagate different tsunami waves approximating normally to the coast over a total of 514 scenarios, including a non-canyoned margin. Moreover, two additional scenarios have been computed using the section of the Blanes Canyon of the Catalan margin, using the real bathymetry and the same bathymetry with a smoothed canyon, in order to cross-check the theoretical results with a real case within the study area, and to evaluate the effects of the canyon with respect to other coastal and bathymetric effects.

From the analysis of the propagation of the tsunami generated by the BIG'95 landslide, it can be established that the Ebro continental margin, with a particularly wide continental shelf, presents the necessary characteristics to exert a strong shoaling effect on tsunami waves, increasing wave height and delaying their arrival time. This effect does not occur in the Balearic Promontory, since its shelf is much narrower. However, the geometry of some small, semienclosed bays in the Mallorca coastline could favour the occurrence of resonance phenomena induced by waves with a given wavelength, including those generated by the BIG'95 landslide. The analysis of the propagation of tsunamis generated by the Ibiza Channel Slides shows that the configuration of the southwestern Formentera shelf also boosts tsunami build up, so that wave height increases before reaching the coast.

Regarding the effect on tsunami propagation produced by the presence of a submarine canyon incised in the continental margin, it can be concluded that the stretch of the coast facing the canyon head is affected by waves with lower maximum wave heights than those reaching the shores of the

reference non-canyoned margin, whereas maximum wave heights are higher along the coastal strips placed in front of both canyon flanks. This variation in maximum wave heights along the coast is accentuated the closer the canyon head to the coastline is. This also favours the formation of edge waves whose maximum height is even higher than the direct waves. On the other hand, the length of the coastline affected by variations in the maximum wave heights increases with the width of the submarine canyon, and their distribution depends on the canyon axis orientation. Additionally, the more oblique the canyon axis is, the higher the waves are along the coastal strip opposite to the faced seaward flank of the canyon. In the area of the Catalan margin incised by the Blanes Canyon, whose axis runs oblique to the coast near the shore, a hypothetical tsunami would arrive with lowered wave heights to the coastal strip in front of the canyon head, but with enhanced height further to the east, facing the external flank of the canyon. This case can be extrapolated to sectors of the Catalan margin incised by other canyons such as the Cap de Creus, La Fonera and Arenys canyons, and also to other continental margins.

ESTRUCTURA DE LA TESIS

Esta Tesis Doctoral se presenta en la modalidad de compendio de artículos. De los tres artículos presentados, dos están ya publicados en revistas indexadas en los *Journal Citation Reports* del *Institute for Scientific Information (JCR-ISI)* de Thomson Reuters, y el tercero ha sido enviado a una revista de las mismas características. En el Capítulo 1, de carácter introductorio, se definen los objetivos generales y específicos de la Tesis, y con el fin de facilitar la comprensión de los tres artículos, se definen conceptos clave y se describen los procesos a los que se hace referencia, poniendo especial atención en los aspectos más directamente relacionados con los objetivos de la Tesis. Además, se describe el área de estudio, se pormenoriza el conjunto de datos y se detalla la metodología empleada para procesarlos y obtener los resultados. Los artículos, en tanto que resultados de la Tesis, se recogen en el Capítulo 2, en cuyos subcapítulos 2.1 y 2.2 se aborda el estudio de diferentes deslizamientos submarinos del mar Catalano-Balear como posibles fuentes tsunamigénicas, mientras que el subcapítulo 2.3 se centra en el proceso de propagación de olas de tsunami sobre batimetrías teóricas con independencia de la fuente tsunamigénica. El subcapítulo 2.4 integra los resultados obtenidos, que se discuten de manera conjunta en el Capítulo 3. Las principales conclusiones, las referidas al área de estudio y las de aplicación general, se exponen en el Capítulo 4. Toda la bibliografía a la que se hace referencia en la Tesis se presenta en el Capítulo 5. Los principales códigos de programación utilizados en esta Tesis, y en particular aquellos que se consideran de más utilidad para estudios posteriores, se ofrecen en el Anexo I. Esta Tesis también incluye un listado de los acrónimos mencionados en los capítulos anteriores, que se presenta en el Anexo II. Además, el volumen de la Tesis se acompaña de un CD en el que se incluyen vídeos de las simulaciones de propagación de tsunamis, cuyo texto explicativo se recoge en el Anexo III.

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

1.1. PRESENTACIÓN Y OBJETIVOS

El 17 de julio de 1998 un tsunami de hasta 15 m de altura asoló las costas de la laguna de Sissano, en Papúa Nueva Guinea, cobrándose la vida de 2200 personas. En primera instancia, se consideró que el causante del tsunami fue el terremoto de 7,1 M_w que le precedió. No obstante, las numerosas modelizaciones que se llevaron a cabo contemplando diferentes fuentes sísmicas no lograron reproducir la altura alcanzada por el tsunami ni los tiempos de llegada descritos por los supervivientes. Un año después, y en base a los datos del lecho marino recabados a lo largo de dos campañas oceanográficas, se sugirió que el mecanismo de generación del tsunami podría haber sido en realidad un deslizamiento submarino desencadenado a su vez por el terremoto, y que, además, un cañón submarino localizado en el margen continental frente a la laguna de Sissano habría amplificado y focalizado localmente el tsunami. Los resultados de la aplicación de modelos numéricos a la nueva fuente no sísmica, utilizando las nuevas batimetrías, se ajustaban a las observaciones. Estudios posteriores, con datos del subsuelo marino, y modelizaciones numéricas más desarrolladas, corroboraron finalmente dicha hipótesis.

Este único caso recoge tres planteamientos principales que se abordan en esta Tesis de Doctorado, centrada en el mar Catalano-Balear: en primer lugar, evidencia la necesidad del estudio en profundidad de los deslizamientos submarinos como fuentes tsunamigénicas; en segundo lugar, destaca los considerables efectos que produce la morfología de los márgenes continentales, concretamente la presencia de cañones submarinos, en la acentuación o reducción del impacto de tsunamis en las costas; y, por último, pone de relieve la utilidad de la modelización numérica en el estudio de la génesis, la propagación y el impacto de tsunamis.

Así pues, de la presencia de un número relativamente elevado de deslizamientos submarinos recientes en el mar Catalano-Balear, surge el primer objetivo de la Tesis:

Analizar si los deslizamientos submarinos previamente identificados en el mar Catalano-Balear tuvieron el potencial de generar tsunamis capaces de impactar las costas adyacentes, y en caso afirmativo, definir qué franjas costeras serían las más afectadas si deslizamientos equivalentes tuvieran lugar en la actualidad.

Asimismo, el tsunami de Papúa Nueva Guinea pone de manifiesto la necesidad de clarificar de qué manera los cañones submarinos del mar Catalano-Balear modificarían la altura de ola de un tsunami que se aproximara a sus costas. Así como en el caso de la laguna de Sissano se sugirió que el cañón había focalizado la onda del tsunami, otro estudio sobre el tsunami de diciembre de 2004 del océano Índico atribuyó el efecto opuesto al cañón de Palar, que según sus autores evitó mayores

alturas de ola en las costas del sureste de la India. De esta controversia, surge el segundo objetivo de esta Tesis:

Establecer un patrón general que defina los efectos de la presencia de cañones submarinos en la distribución de las alturas de ola de tsunami en la costa adyacente, y aplicar los resultados al mar Catalano-Balear.

Por último, las numerosas modelizaciones numéricas que se llevaron a cabo para tratar de reproducir los datos registrados durante el evento de Papúa Nueva Guinea sirvieron tanto para identificar la fuente del tsunami como para constatar la amplificación de las ondas producida por la presencia del cañón submarino. Por esta razón se escogió la modelización numérica para abordar los dos objetivos anteriores, y además, plantear un tercer objetivo:

Valorar las ventajas e inconvenientes de los diferentes tipos de modelos numéricos, y tratar de discernir en qué grado influye la utilización de un modelo u otro en los resultados.

Por otra parte, esta Tesis pretende alcanzar los siguientes objetivos específicos:

- Reconstruir la batimetría previa a cada deslizamiento objeto de estudio.
- Calcular el volumen de cada deslizamiento a partir de nuevos datos de sísmica de reflexión de alta resolución.
- Calcular el volumen efectivo de cada deslizamiento, es decir, el volumen que contribuye realmente a la perturbación de la masa de agua.
- Reconstruir la deformación gradual del lecho marino durante el deslizamiento BIG'95, en base a la modelización numérica 2D y el modelo conceptual 3D de Lastras et al. (2005).
- Reconstruir la deformación gradual del lecho marino durante los deslizamientos del canal de Ibiza, mediante su modelización numérica.
- Computar y analizar escenarios de generación y propagación de tsunamis para cada deslizamiento, incluyendo un escenario en el que los cuatro deslizamientos del canal de Ibiza se producen al mismo tiempo, y comparar los resultados.
- Generar márgenes continentales teóricos incididos y no incididos por cañones submarinos cuyas geometrías puedan ser parametrizadas mediante formulación matemática.
- Generar perfiles de olas de tsunami simplificadas cuyas geometrías puedan ser parametrizadas mediante formulación matemática.

- Implementar un método automático para identificar los parámetros más apropiados para que la modelización numérica de un deslizamiento submarino proporcione el resultado más similar posible a la disposición actual de su cicatriz y su depósito.
- Acelerar los tiempos de computación mediante la implementación de un método de paralelización del cálculo de escenarios de tsunami para aquellos casos en los que sea necesario llevar a cabo un gran número de simulaciones.
- Analizar de qué manera inciden los diferentes accidentes geográficos que configuran el lecho marino del mar Catalano-Balear sobre la propagación de tsunamis.
- Definir un patrón de respuesta en las alturas de ola máximas registradas en la costa, producidas por un tsunami que se propaga sobre un margen continental incidido por un cañón submarino.
- Identificar de qué modo las principales características geométricas de un cañón submarino: orientación de su eje, incisión y anchura, influyen en la propagación de un tsunami y por tanto en su impacto en la costa.
- Comparar los resultados obtenidos en la simulación de la generación, propagación e impacto de tsunamis con estudios similares, en especial en lo que se refiere al deslizamiento BIG'95, del que se han publicado, durante la confección de la presente Tesis Doctoral, otras simulaciones basadas en otros modelos de características diferentes.

1.2. TSUNAMIS

Un tsunami, del término japonés *tsunami*, que significa ola (*namí*) en el puerto (*tsu*), es un tren de olas transoceánicas de longitud de onda y periodo extremadamente grande y de muy alta velocidad de propagación en océano abierto, que al llegar a costa pueden alcanzar alturas considerables, siendo capaces de inundar y erosionar con un flujo turbulento grandes extensiones del litoral. Este tipo de procesos está normalmente generado por perturbaciones repentinas del fondo marino asociadas a terremotos cuyos epicentros se sitúan en o cerca de áreas marinas, aunque también pueden ser producidos por erupciones volcánicas, deslizamientos parcial o totalmente submarinos, impactos meteoríticos o cualquier otro fenómeno que implique una deformación súbita de la masa de agua (IOC, 2013a).

Como apuntaron Darbyshire e Ishiguro (1957), el significado del término en japonés se presta a confusión con el concepto de ola mareal, que no guarda relación con las ondas de tsunami. Fueron estos autores los que extendieron el uso del término al ámbito científico internacional, pese a que, más allá de la literatura japonesa, Platania (1909) lo había empleado ya a principios de siglo. El término tsunami está reconocido por la Real Academia Española de la Lengua (“ola gigantesca producida por un maremoto o una erupción volcánica en el fondo del mar”), y difiere del término maremoto, definido como la agitación violenta de las aguas del mar a consecuencia de una “sacudida del fondo” (*sic*). El término maremoto no aúna todas las fuentes definidas como desencadenantes de un tsunami, y a menudo es empleado equívocamente para referirse a cualquier terremoto cuyo epicentro se encuentra en el mar.

Aunque se trata de fenómenos relativamente poco frecuentes, sus consecuencias catastróficas en términos humanos, económicos y medioambientales los sitúan como uno de los desastres naturales más relevantes. Su efecto es inmediato y perdura durante años, produciendo profundas crisis humanitarias. La gran capacidad destructiva de estos fenómenos se ve favorecida, además, por su alta impredecibilidad, puesto que los mecanismos que los generan también lo son en gran medida. Su fuerza destructiva depende de la combinación de varios factores: (1) la magnitud del fenómeno que lo induce, (2) la distancia desde el punto de generación, (3) la forma del relieve submarino a lo largo del recorrido, (4) la disposición de la línea de costa y su orientación respecto a la direccionalidad de la fuente, (5) el estado de la marea en el momento del impacto, y (6) la topografía del área litoral y su grado de rugosidad derivado de la presencia de obstáculos tanto naturales (por ejemplo, cobertura arbórea, dunas litorales, ...) como artificiales (por ejemplo, construcciones, infraestructuras, ...).

De entre los tsunamis más catastróficos en términos humanos sucedidos en la era común (Tabla 1.1), el generado frente a las costas de Banda Aceh el 26 de diciembre de 2004 despunta sobre los

demás (Fig. 1.1). Este acontecimiento, denominado tsunami del océano Índico de 2004, tsunami de Sumatra o, en inglés, *Boxing Day tsunami*, causó más del cuádruple de muertes que el tsunami de Lisboa de 1755, que le sigue en la lista (Fig. 1.1, Tabla 1.1). Sus consecuencias devastadoras fueron debidas principalmente a la magnitud del terremoto que lo originó, de 9,1 M_w (ANSS, 2015). El tsunami afectó a dieciséis países de forma directa, y se registraron víctimas en Asia, sur del Pacífico y América (Synolakis y Kong, 2006, y referencias que incluye). El mayor número de víctimas se produjo en el norte de Sumatra, especialmente en las regiones de Banda Aceh y Lhoknga, debido a la escasa distancia a la fuente del tsunami, a la orientación de sus costas y a una topografía litoral relativamente suave. En estas regiones el área total inundada fue de 65 km², y se registraron espesores de inundación de hasta 15 m que avanzaron 25 km tierra adentro (Borrero et al., 2005).

El tsunami de Lisboa del 1 de noviembre de 1755 afectó principalmente las costas atlánticas de la Península Ibérica y noroeste de Marruecos, con alturas de inundación de hasta 15 m en cabo San Vicente, y más de 10 m en el golfo de Cádiz y algunos puertos marroquíes (Baptista et al., 1998, y referencias que incluye). Sin embargo, fue en Lisboa donde tuvo un mayor impacto, principalmente debido a la direccionalidad de la fuente, y a que el tsunami penetró a través del estuario del río Tajo inundando el centro de la ciudad, densamente poblada (Baptista et al., 1998, y referencias que incluye). Aunque el origen exacto del tsunami de Lisboa sigue hoy día sin ser identificado, se le ha ubicado al sur del banco de Gorringe (Levret, 1991) a partir de comparaciones con la fuente del tsunami de febrero de 1969 (Fukao, 1973). Estudios posteriores lo sitúan en la estructura compresiva de Marquês do Pombal (Zitellini, 2001), después considerada excesivamente reducida para poder generar un terremoto de tal magnitud ($>8,5 M_w$ de acuerdo con Abe, 1979; Martins y Mendes-Víctor, 1990), por lo que se ha sugerido una fuente compuesta incluyendo Marquês do Pombal y el banco de Guadalquivir (Baptista et al., 2003), o Marquês do Pombal y los cabalgamientos de San Vicente y Horseshoe (Gràcia et al., 2003).

El tsunami más reciente de la lista (Tabla 1.1) es el ocurrido en Tohoku, Japón, el 11 de marzo de 2011. Generado por un terremoto de 9 M_w frente a las costas orientales de la isla de Honshu, causó la muerte a más de 18000 personas, y destruyó o dañó numerosas infraestructuras (ANSS, 2015), entre ellas la central nuclear de Fukushima, produciendo la segunda crisis nuclear más grave de la historia, y provocando incontables pérdidas medioambientales y económicas, las segundas, solo en Japón, del orden de 300000 millones de euros (Daniell et al., 2011). Las mayores inundaciones se registraron en las costas del norte de la región de Sendai, alcanzando alturas de 37,88 m en la bahía de Miyako. Las estrechas bahías que jalonan la franja costera de Miyagi y Sanriku focalizaron y amplificaron el tsunami, evidenciando la estrecha relación entre las alturas máximas registradas y

la configuración costera de cada localidad (Mori et al., 2011). El tsunami, con alturas mucho más reducidas, se registró también en las costas de todos los países que rodean el océano Pacífico.

Fecha			Lugar de la fuente	Número estimado de muertes y desapariciones
Año	Mes	Día		
2011	3	11	Tohoku, Japón	18717 ^{a,b}
2004	12	26	Banda Aceh, Indonesia	227898 ^{a,b}
1998	7	17	Papúa Nueva Guinea	2205
1976	8	16	Golfo de Moro, Filipinas	4376
1952	11	4	Kamchatka, Rusia	4000
1945	11	27	Costa de Makrán, Pakistán	4000 ^a
1933	3	2	Sanriku, Japón	3022
1923	9	1	Bahía de Sagami, Japón	2144
1899	9	29	Mar de Banda, Indonesia	2460 ^a
1896	6	15	Sanriku, Japón	27122 ^a
1883	8	27	Krakatoa, Indonesia	36000
1868	8	13	Norte de Chile	25000
1854	12	24	Nankaido, Japón	3000 ^a
1792	5	21	Isla de Kyushu, Japón	5443
1771	4	24	Islas Ryukyu, Japón	13486
1755	11	1	Lisboa, Portugal	50000 ^a
1751	5	20	Noroeste de Honshu, Japón	2100 ^a
1746	10	29	Perú central	4800
1707	10	28	Nankaido, Japón	5000 ^a
1707	10	28	Mar de Enshunada, Japón	2000
1703	12	30	Península de Boso, Japón	5233 ^a
1692	6	7	Puerto Real, Jamaica	2000
1687	10	20	Sur de Perú	5000 ^a
1674	2	17	Mar de Banda, Indonesia	2244
1611	12	2	Sanriku, Japón	5000
1605	2	3	Nankaido, Japón	5000
1586	1	18	Bahía de Ise, Japón	8000 ^a
1570	2	8	Chile central	2000
1498	9	20	Mar de Enshunada, Japón	31000
1341	10	31	Prefectura de Aomori, Japón	2600
887	8	2	Niigata, Japón	2000
365	7	21	Creta, Grecia	5700

Tabla 1.1. Tsunamis locales y regionales causantes de más de 2000 muertes (IOC, 2013a) sucedidos en la era común. (a) Pueden incluir muertes debidas al terremoto. (b) Incluyen muertes o desapariciones cerca y lejos de la fuente.

Para caracterizar la capacidad destructiva de un tsunami se han propuesto diferentes escalas. Las escalas de intensidad evalúan los daños producidos mediante categorías cualitativas, mientras que las escalas de magnitud miden de varias maneras la fuerza de un tsunami a través de valores cuantitativos. No obstante, en la práctica existe una cierta confusión, por lo que hace que muchas de ellas sean en realidad una combinación de ambas (por ejemplo, escalas de Sieberg, 1927; Ambraseys, 1962; Imamura, 1942, 1949; Iida, 1956, 1970; Iida et al., 1967; Soloviev, 1970; Murty y Loomis, 1980 y Shuto, 1993, entre otras) tal y como apuntaron Papadopoulos e Imamura (2001). Estos autores, a su vez, propusieron una nueva escala de intensidad, posteriormente revisada y ampliada por Papanikolaou et al. (2009) y Lekkas et al. (2013). Sin embargo, estas escalas son poco utilizadas, y para describir un tsunami simplemente se indican la altura máxima de ola en la costa, el espesor de la inundación, el área inundada, la cota más alta de inundación en tierra (en inglés *run-up*) o la mayor distancia alcanzada por la inundación tierra adentro (en inglés *run-out*).

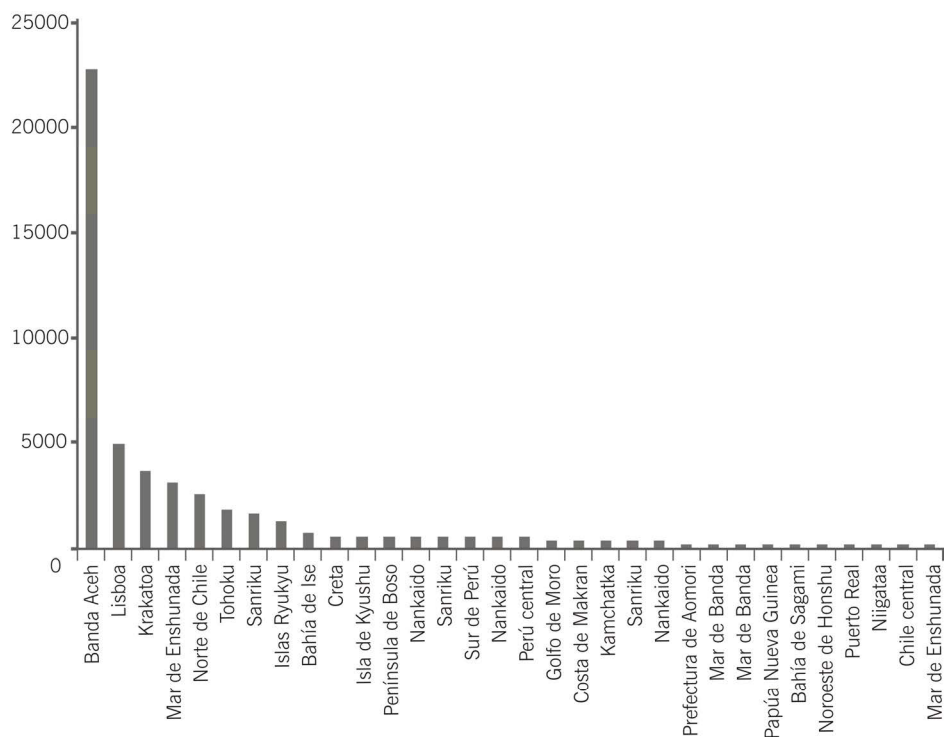


Fig. 1.1. Número de víctimas por tsunami (designado por la localidad o región de origen) de la Tabla 1.1.

El riesgo de tsunamis se determina a partir del peligro y de la vulnerabilidad. El estudio del peligro de tsunamis se aborda fundamentalmente desde la geología, la geofísica y la oceanografía física,

encargadas del estudio de las fuentes que generan los tsunamis, su propagación y su llegada a la costa. Se plantea principalmente de dos maneras: determinista, identificando los peores escenarios posibles para una determinada región (en inglés *Scenario-Based Tsunami Hazard Assessment*, SBTHA), o probabilístico, cuantificando la probabilidad de ocurrencia expresada en altura máxima de inundación para diferentes periodos de retorno (en inglés *Probabilistic Tsunami Hazard Assessment*, PTHA). El primer tipo de análisis es preferible para regiones en las que el impacto de tsunamis se produce con baja frecuencia, es decir, con largos periodos de retorno y, por tanto, en los que el grado de incertidumbre es elevado (Løvholt et al., 2014a). Un análisis de PTHA sólo se puede llevar a cabo adecuadamente en zonas con una elevada recurrencia.

La evaluación de la vulnerabilidad recae principalmente en la ingeniería civil y en las ciencias sociales y económicas. Fundamentalmente se expresa conforme a una serie de escalas cualitativas y cuantitativas relacionadas con la población y las infraestructuras, su grado de exposición al peligro, su resistencia y su resiliencia o capacidad de recuperación de las comunidades potencialmente impactadas, todo frente a diferentes alturas de inundación. Es importante resaltar que aunque peligro y vulnerabilidad se estudian de forma independiente, ambas variables están estrechamente ligadas: una comunidad establecida en una región con un peligro de tsunami bajo es culturalmente poco experta y está intrínsecamente mal preparada al respecto. Es, por tanto, más vulnerable. Una de las principales razones que explican el considerable contraste en el número de víctimas de los tsunamis de Banda Aceh de 2004 y de Tohoku de 2011 es la diferente vulnerabilidad de las regiones impactadas. Las comunidades bañadas por el océano Índico eran, y siguen siendo, más vulnerables que buena parte de las comunidades que habitan las costas del océano Pacífico, y dichas diferencias son aún más acentuadas comparando las comunidades más directamente afectadas por su cercanía a las fuentes, en las islas de Sumatra y Honshu.

Los tsunamis del océano Índico y Tohoku y sus consecuencias, acaecidos en la era de la información, con gran profusión de imágenes y datos disponibles prácticamente en tiempo real en todos los rincones del planeta, pusieron en un primer plano la necesidad de ahondar en el conocimiento de este tipo de fenómenos, e impulsaron el interés científico al respecto, hecho claramente reflejado en el número de publicaciones sobre tsunamis en el ámbito de las Ciencias de la Tierra a partir de 2004 (Fig. 1.2).

Sin embargo, y pese a ser Japón uno de los países mejor preparados ante los tsunamis, las consecuencias del tsunami de Tohoku han puesto de relieve el largo camino que queda por recorrer en el conocimiento científico de las fuentes tsunamigénicas y en la implantación de medidas de mitigación eficaces (Løvholt et al., 2014a). En las regiones donde, además, la frecuencia de tsunamis es relativamente baja, como ocurre en la región NEAM (Atlántico nororiental, Mediterráneo

y mares adyacentes), estas limitaciones son todavía mayores, y por tanto la vulnerabilidad de sus comunidades costeras es considerablemente superior.

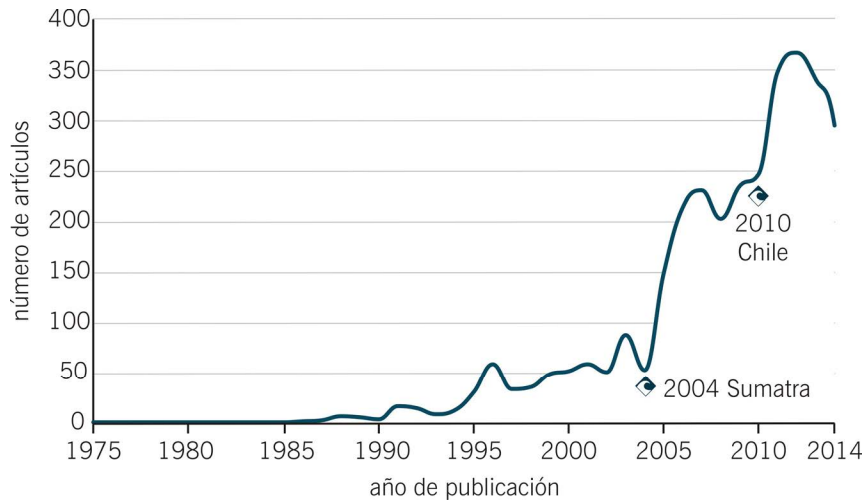


Fig. 1.2. Número de artículos publicados desde 1975 hasta 2014 en revistas del ámbito de las Ciencias de la Tierra que incorporan la palabra “tsunami” en las palabras clave. Estadística obtenida de la base de datos Scopus de Elsevier.

1.2.1. CARACTERÍSTICAS DE UN TSUNAMI

Como cualquier otra onda oceánica, un tsunami puede ser descrito mediante los cuatro parámetros físicos propios de una perturbación ondulatoria: longitud de onda, periodo, velocidad y amplitud (Lander y Lockridge, 1989). La Fig. 1.3 muestra diferentes ondas oceánicas ordenadas según su periodo, que es la medida de la longitud de onda en el dominio del tiempo, y la energía asociada a cada una de ellas. Las ondas de tsunami se caracterizan por una longitud de onda intermedia entre las ondas de viento y las ondas de marea (Tabla 1.2), y por tanto forman parte del denominado grupo de las “ondas largas”, junto con las mareas y las ondas transmareales. Las ondas de tsunami pueden tener una amplitud sustancialmente inferior que las ondas generadas por el viento. De ahí que no sea adecuado definir estas olas como “gigantes” (véase como ejemplo la definición antecitada de la Real Academia Española). Conviene subrayar también que aunque aquí se haga referencia a la onda de tsunami, la misma no está formada por un único pulso, sino por la envolvente de un tren de ondas, es decir, un conjunto de ondas de características similares que se desplazan conjuntamente en la misma dirección.

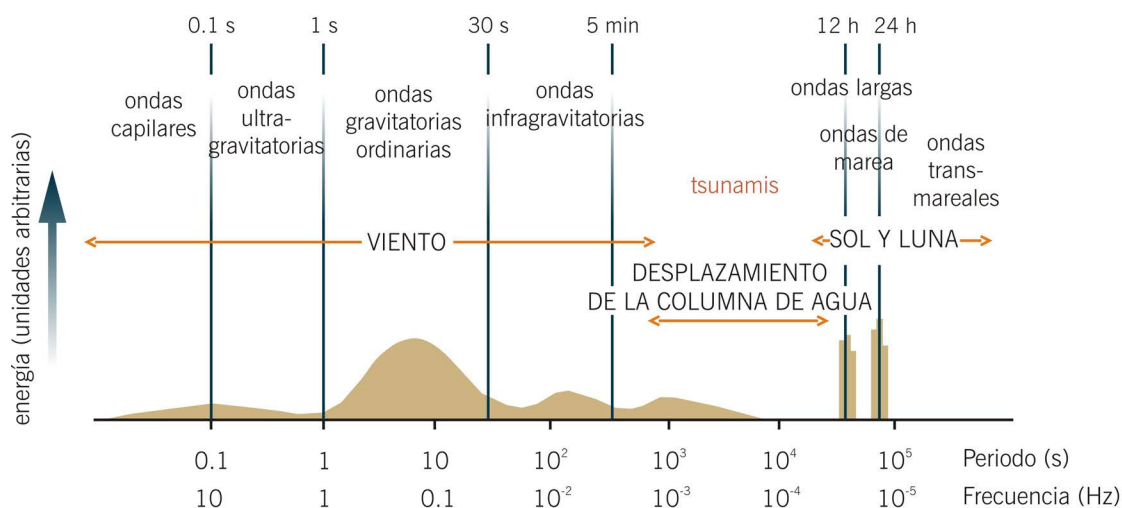


Fig. 1.3. Espectro energético de las ondas oceánicas según su periodo y frecuencia. Modificado de la Encyclopædia Britannica (2011).

Se considera que una onda se desplaza en aguas someras cuando su longitud es mayor que veinte veces la profundidad. Dado que la práctica totalidad del océano tiene profundidades inferiores a la vigésima parte de los valores típicos de longitud de onda de un tsunami (Tabla 1.2), se asume que estos se propagan como olas de aguas someras. A partir de esta premisa, su velocidad de propagación depende exclusivamente de la profundidad según la fórmula,

$$v = \sqrt{g \cdot h} \quad [\text{Ec. 1.1}]$$

donde v es la velocidad, g la aceleración de la gravedad y h la altura de la columna de agua. Por ejemplo, la velocidad de un tsunami en un punto del océano Pacífico con una profundidad de 4,3 km, que es la profundidad media de dicho océano, es de unos $740 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$. Así pues, si la fuente de un tsunami está bien localizada y se dispone de una batimetría suficientemente detallada, se puede calcular el tiempo de llegada en cualquier punto de la cuenca, y a la inversa, si se dispone de suficientes tiempos de llegada en diferentes puntos de la cuenca, se puede inferir la localización de la fuente con un margen de error pequeño.

Parámetro	Ola de viento	Tsunami	Marea
Periodo	10 - 30 s	5 min - 1 h	12 h y 24 h
Longitud de onda	30 - 200 m	80 - 500 km	15000 km
Velocidad	15 - 150 km·h ⁻¹	50 - 900 km·h ⁻¹	2 - 18 km·h ⁻¹

Tabla 1.2. Valores aproximados del periodo, longitud y velocidad de las ondas de viento, tsunami y marea.

1.2.2. GÉNESIS DE TSUNAMIS

Por fuente tsunamigénica se considera todo aquel proceso natural capaz de generar un tsunami. A continuación se detallan los distintos tipos de fuentes tsunamigénicas y las características de los tsunamis que generan.

1.2.2.1. TERREMOTOS

Un terremoto es un movimiento rápido de la corteza producido por la liberación abrupta de esfuerzos tectónicos acumulados lentamente. Los terremotos ocurren a lo largo de fallas, que son fracturas de la corteza terrestre acompañadas de movimiento relativo de los compartimentos o bloques en que quedan divididas las rocas afectadas (Riba et al., 1997). Si el movimiento relativo de estos bloques tiene componente vertical, se produce bajo una masa de agua y, además, implica una ruptura o deformación efectiva en el fondo marino, el movimiento se puede transmitir a la columna de agua, desplazando grandes masas de agua y dando lugar a la deformación de la superficie libre, iniciando así una onda de tsunami (Fig. 1.4). La onda resultante es inicialmente un dipolo alargado cuyo eje coincide con la extensión de la rotura, con la cresta sobre la sección levantada del fondo marino, y el surco sobre el bloque hundido, de tal manera que las dimensiones de la rotura condicionan la extensión de la onda inicial. Por ejemplo, en el terremoto de Tohoku de 2011, la ruptura producida fue de ~300 km de longitud y ~150 km de anchura (Hayes, 2011). De acuerdo con la base de datos de tsunamis históricos de la NOAA (NGDC/WDS, 2015), los terremotos son los principales causantes de tsunamis, con el 76% de los registrados en los últimos cuatro milenios.

Que un terremoto que cumple las características antes mencionadas tenga potencial para generar un tsunami depende, además, de la profundidad del hipocentro, de la magnitud del seísmo y de la profundidad de la columna de agua (Suppasri et al., 2012). No obstante, no existe una relación lineal con cada una de estas variables ni un umbral definido a partir del cual se pueda determinar si es o no tsunamigénico. Así, cabría esperar que terremotos someros y de magnitudes elevadas generasen siempre tsunamis. Sin embargo en el océano Pacífico, la ratio entre el número de terremotos someros (<60 km) y $M_w > 6,5$ que generan tsunamis y el número total de este tipo de terremoto está en torno a 0,4 y, además, este ratio varía de unas regiones a otras (Suppasri et al.,

2012). Análogamente, el estudio de Puspito (2002) sobre sismicidad y tsunamigénesis en Indonesia, encontró una ratio de tsunami mayor en la costa este que en la costa oeste, para el mismo tipo de terremotos.

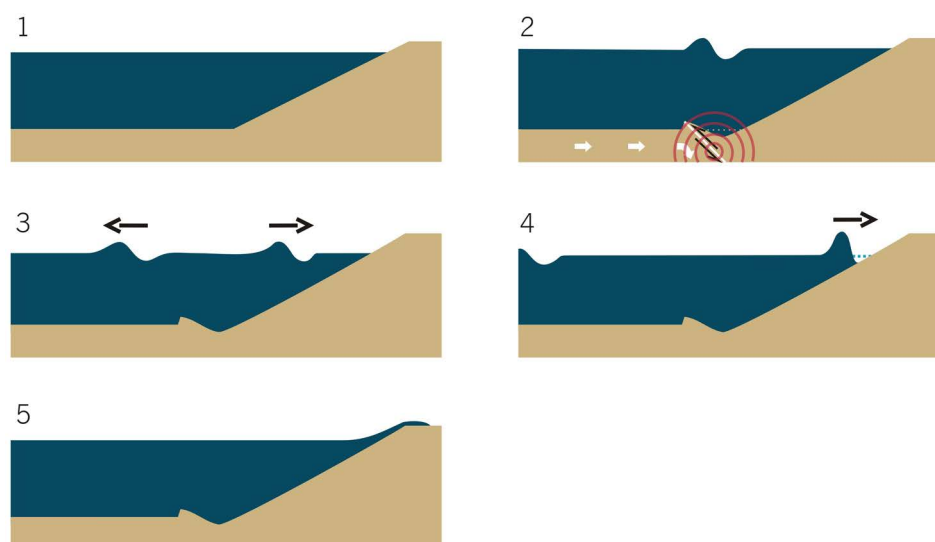


Fig. 1.4. Esquema del mecanismo de generación de tsunamis por terremotos submarinos. A partir de (1) un estado de reposo, se representa (2) la formación de la perturbación superficial, (3) su propagación, (4) llegada a la costa e (5) inundación. Este esquema corresponde a la generación de un tsunami similar al de Sumatra de 2004.

Además, pese a que los terremotos someros son más proclives a ser tsunamigénicos, existen numerosos ejemplos de tsunamis producidos por terremotos de profundidad intermedia, e incluso por terremotos profundos. Entre ellos el terremoto de 7,8 M_w con el hipocentro a más de 150 km de profundidad en la zona de subducción de Tonga y Kermadec (ANSS, 2015), que produjo un tsunami que afectó las costas de las islas Fiji en 2007 (NGDC/WDS, 2015), o el terremoto de Indonesia de 1818 en la isla de Sumbawa, con una profundidad focal de 600 km y 8,5 M_s , que produjo un tsunami local de 3,65 m de altura (NGDC/WDS, 2015).

Por otro lado, la relación lineal entre la magnitud del tsunami y la magnitud superficial del terremoto (M_s), propuesta por Iida (1958) a partir de un estudio estadístico de tsunamis ocurridos en Japón, no representa todos los casos, tal y como demostraron otros estudios (Takemura et al., 1977; Puspito, 2002, entre otros). De hecho, un caso peculiar es el de los llamados en inglés *tsunami earthquakes* capaces de generar un tsunami desproporcionado en relación a la magnitud superficial del terremoto (Kanamori, 1972). Este tipo de terremotos se caracteriza por liberar la energía sísmica

en frecuencias más bajas y más lentamente que los demás. Estos terremotos son muy someros y se dan en regiones con poco espesor del recubrimiento sedimentario (Fukao, 1979). Algunos ejemplos de *tsunami earthquakes* son los terremotos que generaron los tsunamis de Nicaragua en 1982 (Kanamori y Kikuchi, 1993) y de Java en 2006 (Ammon et al., 2006). Sin embargo, la magnitud superficial se satura en magnitudes elevadas, por lo que la magnitud de momento sísmico (M_w), que mide la energía total que libera un sismo, representa mejor la relación entre magnitud sísmica y potencial de generación de un tsunami.

Las fallas que se consideran más tsunamigénicas, es decir, aquellas que pueden presentar terremotos de hipocentro poco profundo y que involucran un importante desplazamiento vertical, son características de los bordes de placa convergentes de tipo destructivo, es decir, de zonas de subducción. Dichos terremotos, conocidos en inglés como *megathrust earthquakes* (Rogers, 1988), y los tsunamis que generan, son característicos de los márgenes activos que rodean el océano Pacífico. Sólo en esta región tienen lugar el 90% de los terremotos (USGS, 2015a). La región que le sigue en sismicidad es el cinturón Alpino-Himalayo, donde tienen lugar el 5-6% de los terremotos (USGS, 2015a) y el 17% de los de mayor magnitud (USGS, 2015b). Este cinturón se extiende a lo largo del límite sur de la placa Eurasiática, desde Java hasta el estrecho de Gibraltar, incluyendo el Himalaya, el Cáucaso y la cuenca mediterránea. El tsunami del océano Índico de 2004 se originó en la región donde la placa Indoaustraliana subduce bajo la placa de Sunda.

1.2.2.2. DESLIZAMIENTOS

Los deslizamientos submarinos son movimientos de masa a favor de la pendiente a lo largo de un plano o de un eje de rotación, en los que la gravedad juega un papel determinante, y que tienen todo o parte de su recorrido por debajo de la superficie del agua (Hampton et al., 1996). Para ser considerado un deslizamiento la velocidad de movimiento debe ser mayor de $30,48 \text{ cm}\cdot\text{año}^{-1}$ (Gary et al., 1974), pues por debajo de esta velocidad los movimientos de masa se consideran procesos de reptación (en inglés *creeping*) (Silva y Booth, 1984) (Tabla 1.2). Los deslizamientos submarinos constan de dos elementos fundamentales: la superficie de ruptura, que puede ser simple o múltiple, y la masa de material que se moviliza. La superficie de ruptura es donde se inicia el movimiento a favor de la pendiente. El material movilizado puede acabar desalojando completamente o parcialmente el área definida por la superficie de ruptura (Hampton et al., 1996). La cicatriz principal es la parte menos profunda de la superficie de ruptura (Varnes, 1978) y, generalmente, queda al descubierto, mientras que el pie es la parte más profunda y más distal del depósito resultante.

En la zona de cicatriz, la movilización de la masa de material conlleva un aumento repentino de la profundidad que provoca el desplazamiento de la columna de agua en sentido descendente, dando

lugar a un surco en la superficie libre. A su vez, el emplazamiento más o menos rápido del depósito en el pie del deslizamiento produce una disminución de la profundidad que empuja la columna de agua en sentido ascendente, generando una cresta en la superficie, a la que también contribuye el impulso horizontal de la masa. Surco y cresta configuran el tsunami generado (Fig. 1.5), que tiene la forma de un dipolo con el surco en el lado más somero del talud, generalmente el más próximo a la costa. Este dipolo inicial posee una extensión similar a la del deslizamiento y y, por tanto, en general acostumbra a ser de menor tamaño que el de una fuente sísmica, y presenta una forma circular o elíptica. Los tsunamis producidos por deslizamientos submarinos suponen, según la base de datos de tsunamis históricos de la NOAA (NGDC/WDS, 2015), aproximadamente un 3% de los tsunamis ocurridos en los últimos cuatro milenios, aunque esta cifra puede subestimar la realidad de manera significativa (ver más adelante).

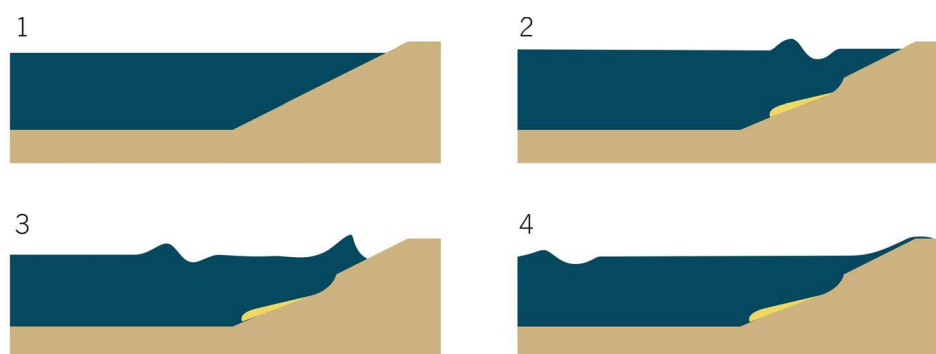


Fig. 1.5. Esquema que ilustra la generación de un tsunami a partir de un deslizamiento submarino. Desde (1) el estado de reposo, se representa (2) la formación de la perturbación superficial, (3) su propagación, (4) llegada a la costa e inundación.

Desde un punto de vista dinámico, un deslizamiento tiene lugar cuando el conjunto de esfuerzos de cizalla, es decir, los orientados a favor de la pendiente, supera al conjunto de esfuerzos de resistencia (Locat y Lee, 2002). Por lo tanto, la inestabilidad de un talud puede incrementarse debido a procesos que sean capaces de incrementar los esfuerzos de cizalla, o de reducir los esfuerzos de resistencia. Entre los primeros figuran el aumento de la pendiente del talud por sedimentación rápida, intrusiones volcánicas, movimientos halocinéticos y otros; la pérdida de sustentación debido a procesos erosivos o deslizamientos anteriores; el incremento de la carga estática del sedimento debido a una alta tasa de sedimentación; el aumento de la carga hidrostática producido por ondas superficiales, una subida relativamente rápida del nivel del mar u otras causas; o el aumento de la carga dinámica, inducido por terremotos o vibraciones artificiales. A su vez, los esfuerzos de resistencia pueden verse reducidos por diversas causas: factores físico-químicos, como

diagénesis o descomposición orgánica; incremento de la presión de poro debido por ejemplo a sacudidas sísmicas, sobresaturación de fluidos o disgregación de hidratos de gas; y cambios en la estructura del material, provocados por la rotura y reorientación de sus partículas.

Desde otra perspectiva, los procesos que favorecen la desestabilización del talud y actúan durante un periodo relativamente corto se denominan mecanismos desencadenantes (en inglés *triggering mechanisms*), mientras que las propiedades de los sedimentos adquiridas durante el proceso deposicional son los llamados factores preconditionantes (Masson et al., 2010).

Los terremotos no sólo pueden actuar directamente como fuentes tsunamigénicas (cf. aptdo. 1.2.1.1), sino que también pueden desencadenar deslizamientos submarinos que, a su vez, hacen el papel de fuentes tsunamigénicas. Sin un estudio detallado es a menudo difícil de atribuir la causa de un tsunami a un deslizamiento submarino, especialmente si se registra un terremoto antes de la llegada de las ondas a la costa, como en el tsunami acaecido en Papúa Nueva Guinea en 1998. En este caso, Goldsmith et al. (1999), Kawata et al. (1999) y McSaveney et al. (2000) atribuyeron el tsunami al terremoto de 7,1 M_s que le precedió, y fue necesario el estudio detallado del fondo y el subfondo marinos, así como la aplicación de modelos de simulación numérica para aclarar la fuente real del tsunami (Tappin et al., 1999; 2001; Geist, 2000; Synolakis et al., 2002; Watts et al., 2003).

Otros tsunamis históricos inicialmente atribuidos a terremotos han sido revisados de manera análoga. Así, si bien Mercado y McCann (1998) interpretaron el tsunami del canal de la Mona de 1918 como una consecuencia del choque sísmico de 7,3 M que le precedió, la modelización numérica llevada a cabo por López-Venegas et al. (2008) sugiere que un deslizamiento submarino fue la causa más probable de la generación del tsunami. Kanamori (1972) atribuyó el origen del tsunami de las islas Aleutianas de 1946 a un *tsunami earthquake*, lo cual explicaba su gran alcance respecto a la magnitud (7,4) del terremoto. Otros autores, sin embargo, sugirieron que la fuente podría haber sido en realidad un deslizamiento submarino (Sykes, 1971; Johnson y Satake, 1997), que fue finalmente identificado y modelizado por Fryer et al. (2004). Un estudio posterior de López y Okal (2006), a pesar de reiterar que se trata de un tsunami producido por un *tsunami earthquake*, ratifica la necesidad del deslizamiento para explicar los valores de alturas de ola locales. Del mismo modo, se ha atribuido el tsunami de la isla de Flores de 1992 tanto a un terremoto previo (Shi et al., 1995) como a un deslizamiento submarino (Imamura et al., 1995), y el tsunami del mar Caspio de 1990 fue recientemente reinterpretado por Salaree y Okal (2015) como consecuencia de un deslizamiento. También cabe mencionar que las alturas extremas de ola registradas en el distrito de Sanriku durante el tsunami de Tohoku de 2011 han sido recientemente explicadas por la contribución de un deslizamiento submarino generado por el terremoto (Tappin et al., 2014).

Si se contabiliza el número de tsunamis causados por deslizamientos submarinos asociados a otros procesos, tales como terremotos, actividad volcánica o ambos, el porcentaje de tsunamis generados por esta fuente asciende hasta el 8% (NGDC/WDS, 2015). Por otro lado, del gran número de tsunamis cuya fuente no ha sido identificada (11%), es probable que una fracción importante haya sido producida por deslizamientos, dado que ante la sencillez de identificar un terremoto o la actividad volcánica como causa, cuando estos no se han producido, y si no hay estudios de detalle, el tsunami queda clasificado como de fuente no identificada.

Pese a que las evidencias históricas sugieren que la mayoría de los grandes deslizamientos han sido desencadenados por terremotos (Masson et al., 2006), existen también otros mecanismos capaces de desencadenar un deslizamiento sin necesidad de actividad sísmica que lo induzca. Además, si existen factores preconditionantes que incrementen la inestabilidad de un talud, no es necesario que el terremoto sea de gran magnitud para desencadenar un deslizamiento. De aquí que, si bien la ocurrencia de tsunamis generados por terremotos se concentra en márgenes continentales situados sobre límites de placa convergentes, los generados por deslizamientos submarinos pueden ocurrir en cualquier tipo de margen continental, tanto activo como pasivo, y consecuentemente, afectar a prácticamente cualquier región costera. Por tanto, se evidencia la necesidad de estudiar los tsunamis generados por deslizamientos, en general menos frecuentes y conocidos que los tsunamis de origen sísmico.

Los parámetros clave que determinan el potencial tsunamigénico de un deslizamiento submarino son: (1) la velocidad con la que se desplaza la masa removilizada, (2) su volumen, (3) la pendiente y (4) la profundidad a la que tiene lugar el deslizamiento (Pelínovsky y Poplavsky, 1996; Papadopoulos y Kortekaas, 2003; Harbitz et al., 2006). Para establecer la mayoría de estos parámetros, es necesario cartografiar y caracterizar el fondo y el subfondo marinos mediante técnicas geofísicas. Sin embargo, la determinación de la velocidad de la masa deslizada requiere datos *in situ* cuya obtención es altamente improbable dada la impredecibilidad de estos fenómenos. De ahí que, con la excepción de contadas ocasiones en las que se ha podido calcular indirectamente dicha velocidad a partir de la rotura de cables submarinos (Heezen y Ewing, 1952; Fine et al., 2005), la misma debe ser calculada en la mayoría de ocasiones a partir de la modelización numérica de los deslizamientos. Las características morfológicas y sedimentológicas de los depósitos resultantes también pueden proporcionar información acerca de las propiedades dinámicas del deslizamiento (Nardin et al., 1979). En base a estas características se distinguen diferentes tipos de movimientos de masa (Tabla 1.3), cuya efectividad en la transmisión de la energía a la columna de agua es altamente variable. Así, los desprendimientos rotacionales son especialmente efectivos en la generación de tsunamis en comparación con las corrientes de turbidez (Masson et al., 2006).

El mayor deslizamiento descubierto hasta la fecha es el deslizamiento de Storegga, en el margen continental de Noruega (Canals et al., 2004). Su depósito se extiende a lo largo de 800 km desde el talud continental hasta la llanura abisal, cubriendo un área 95000 km² con una potencia máxima de 450 m y un volumen de sedimento de entre 2400 y 3200 km³ (Bugge et al., 1988; Haflidason et al., 2004). La génesis de este deslizamiento, que tuvo lugar en diferentes eventos (Haflidason et al., 2004), se asocia a la alta presión de poro producida por una tasa de sedimentación rápida y la presencia de capas débiles con baja resistencia a la cizalla (Kvalstad et al., 2005; Bryn et al., 2005). En combinación con estos factores preconditionantes, algunos estudios subrayan la existencia de un impulso sísmico que desencadenó el deslizamiento principal (Bryn et al., 2005). Las dimensiones excepcionales del colapso principal, que suma la mayor parte del volumen total del deslizamiento (Haflidason et al., 2004), sugieren un potencial tsunamigénico destacable, y diversos autores han atribuido al impacto de dicho paleo-tsunami la formación de depósitos sedimentarios costeros en Escocia (Dawson et al., 1988; Long et al., 1989), Noruega (Bondevik et al., 1997; Bondevik, 2003) y en las islas Feroe (Grauert et al., 2001; Bondevik et al., 2005).

material cohesivo, límites diferenciados, poco desplazamiento, fluido en los poros no importante	MASS SLIDE (deslizamiento en masa)	sin superficie de ruptura diferenciable y ratio de deformación baja	CREEPING (reptación)		
		superficie de ruptura diferenciable	SLIDE (deslizamiento s.s.)	$e/l < 0,15$ TRASLATIONAL SLIDE (deslizamiento traslacional) $e/l > 0,15$ ROTATIONAL SLIDE (deslizamiento rotacional)	
límites no diferenciados, fluido en los poros importante en la iniciación y durante el movimiento	GRAVITY FLOW (flujo de gravedad)	bloques aislados y/o agregados o bloques con movimiento rápido	DEBRIS AVALANCHE (avalancha de derrubios)		
		flujo laminar	MASS FLOW (flujo en masa)	Matriz-soportado DEBRIS FLOW (flujo de derrubios)	
		flujo turbulento	TURBIDITY CURRENT (corriente de turbidez)	Fluido-soportado GRAIN FLOW (flujo granular)	
				de baja densidad	
		de alta densidad			

Tabla 1.3. Clasificación de deslizamientos submarinos de Masson et al. (2006), modificada de Mulder y Cochonat (1996). e/l representa la ratio entre el espesor de la masa deslizada y su longitud.

Sin embargo, otros deslizamientos de dimensiones muy inferiores al de Storegga han inducido también tsunamis, algunos destructivos a nivel local. Por ejemplo, el ya citado tsunami catastrófico de Papúa Nueva Guinea de 1998, producido por un deslizamiento rotacional de entre 4 y 8 km³ (Imamura y Hashi, 2003), o el tsunami de Finneidfjord de 1996, de tan solo 0,001 km³ de sedimento, que ocasionó la muerte de 4 personas (Longva et al., 2003). El colapso de unos 0,01 km³ de sedimento frente al aeropuerto de Niza provocó un tsunami que causó la muerte de ocho operarios que trabajaban en su ampliación (Assier-Rzadkiewicz et al., 2000). El origen de este deslizamiento está vinculado con el aumento de la presión de fluidos en el nivel freático que, junto con una serie de factores preconditionantes como la presencia de gas en el sedimento, un nivel estratigráfico permeable y un nivel de arcillas rápidas, actuó como desencadenante (Dan et al., 2007; Sultan et al., 2010; Stegman et al., 2011). Tampoco se descarta que la sobrecarga ejercida por las labores de relleno durante la ampliación del aeropuerto produjera una disminución de la resistencia a la cizalla en el nivel de arcillas subyacentes (Dan et al., 2007).

Además de los deslizamientos totalmente submarinos, aquellos deslizamientos cuya cicatriz se encuentra expuesta subaéreamente, pero cuya masa de material removilizado acaba penetrando bruscamente en un cuerpo de agua también pueden generar olas de gran altura. De hecho, la máxima altura de ola de tsunami jamás registrada hasta la fecha corresponde a un fenómeno de este tipo, ocurrido en la bahía de Lituya, en Alaska, en 1967, donde un tsunami alcanzó 518 m de altura (Tocher y Miller, 1959). Los deslizamientos subaéreos producidos en fiordos tienen frecuentemente carácter tsunamigénico ya que las elevadas pendientes que caracterizan sus laderas producen que la masa entre en el agua con mayor velocidad. Cuando se trata de un deslizamiento subaéreo que, en la parte final de su recorrido, impacta con la masa de agua, las ondas resultantes se denominan también “olas de desplazamiento” o *displacement waves* (Hermanns et al., 2013). Este tipo de fenómenos, que también pueden incluir, por ejemplo, las olas causadas por desprendimientos de hielo (*ice calving*) en la parte frontal de un glaciar, difieren de los tsunamis en el sentido que la deformación de la superficie libre se inicia directamente en la propia superficie, y no a partir de la deformación del lecho marino.

Un contexto habitual en el que se producen deslizamientos, ya sea iniciados subaéreamente o totalmente submarinos, son las laderas de edificios volcánicos, dadas sus altas pendientes. El ejemplo más próximo al área de estudio lo constituyen los colapsos de las laderas del volcán Estrómboli. Su inestable sector noroeste, llamado Sciara del Fuoco, fue el responsable de al menos ocho colapsos importantes en los últimos 13000 años (Tibaldi et al., 2001; Tinti et al., 2003). El último evento tuvo lugar en diciembre de 2002, en dos fases consecutivas. La primera fue un colapso de una porción de la ladera sumergida, a la que siguió inmediatamente el colapso de la sección subaérea adyacente. Ambos procesos produjeron sendos tsunamis que fueron percibidos

como un único evento (Tinti et al., 2006) que alcanzó 10 m de altura en la propia isla de Estrómboli, el cual hubiera tenido graves consecuencias de haberse producido en plena temporada turística (Bonaccorso et al., 2003). Los enormes volúmenes de material que pueden comportar colapsos de este tipo sitúan a estas fuentes tsunamigénicas entre las inductoras potenciales de los peores escenarios futuros de tsunamis. Así, las diversas modelizaciones llevadas a cabo por diferentes autores sobre un posible colapso de ladera en Cumbre Vieja, en la isla canaria de La Palma, coinciden en que podría dar lugar a un tsunami transoceánico altamente peligroso para todas las costas del océano Atlántico (Ward y Day, 2001; Mader, 2001; Wynn y Masson, 2003; Løvholt et al., 2008; Abadie et al., 2012). Existen, además, otros estudios en los que se destaca el gran potencial tsunamigénico de los deslizamientos en las islas Canarias en su conjunto (Holcomb y Searle, 1991; Krastel et al., 2001; Pérez-Torrado et al., 2006; Ferrer et al., 2013).

1.2.2.3. PROCESOS VOLCÁNICOS

Los tsunamis que tienen su origen en procesos volcánicos de tipo eruptivo se producen cuando parte de la energía liberada durante una erupción volcánica es directa o indirectamente transmitida al agua, generando así ondas impulsivas (Begét, 2000). Esta diferenciación entre transmisión de energía directa o indirecta radica en la diversidad de procesos volcánicos que pueden dar lugar a tsunamigénesis. Así, la liberación de energía puede implicar el desplazamiento tanto vertical como horizontal de la columna de agua produciendo una perturbación en la superficie libre, pero un proceso eruptivo puede desencadenar o llevar asociados, a su vez, terremotos, pequeños deslizamientos subaéreos o submarinos, grandes colapsos de los flancos del edificio volcánico, o incluso el colapso de toda una caldera volcánica (Paris et al., 2014). Hay que añadir además los flujos piroclásticos, capaces de generar tsunamis al penetrar a altas velocidades en un cuerpo de agua (Fig. 1.6) (Freundt, 2003). Estos procesos no ocurren de forma independiente, por lo que la generación de las ondas de tsunami es un proceso complejo resultado de la interacción de los diferentes mecanismos.

El ejemplo por excelencia de tsunami generado por procesos volcánicos es el ocurrido a raíz de la erupción del Krakatoa en 1883, uno de los tsunamis más catastróficos de los últimos dos siglos (Tabla 1.1). El gran número de ondas generadas, sus tiempos de llegada a las costas circundantes y los depósitos sedimentarios asociados a la erupción han sido analizados por numerosos autores quienes han desarrollado a su vez diversas hipótesis sobre su origen. Estos estudios debaten si los diversos tsunamis que se produjeron fueron debidos a la erupción volcánica por sí misma, al colapso de la caldera, a flujos piroclásticos o a diferentes combinaciones de estos factores (Ewing y Press, 1955; Harkrider y Press, 1967; Yokoyama, 1981; 1987; Francis, 1985; Sigurdsson et al., 1991;

Self, 1992; Nomanbhoy y Satake, 1995; Carey et al., 2000; Choi et al., 2003; Maeno y Imamura, 2011).

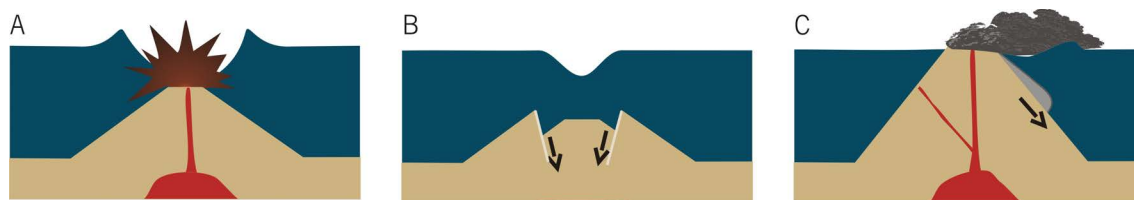


Fig. 1.6. Esquema de los diferentes mecanismos de generación de tsunamis inducidos por una erupción volcánica. A. Desplazamiento de la columna de agua debido al impulso de la erupción volcánica. B. Desplazamiento de la superficie libre debido al colapso de la caldera. C. Desplazamiento de la superficie libre producido por un flujo piroclástico.

Los tsunamis generados por procesos volcánicos suponen un 5,6% de la base de datos de tsunamis históricos de la NOAA (NGDC/WDS, 2015). De estos eventos, un 11% han tenido lugar en el Mediterráneo, producidos por las erupciones del Vesubio, Estrómboli, el Etna y Santorini (NGDC/WDS, 2015).

1.2.2.4. IMPACTOS METEORÍTICOS

Al impactar con la superficie del agua, un meteorito produce un surco rodeado de una cresta circular, que se propaga radialmente (Fig. 1.7). Aunque en el catálogo de la NOAA no existe ningún registro atribuido a esta fuente tsunamigénica, se han estudiado eventos de este tipo que han tenido lugar en el pasado geológico a partir del análisis de las unidades depositadas y la modelización numérica.

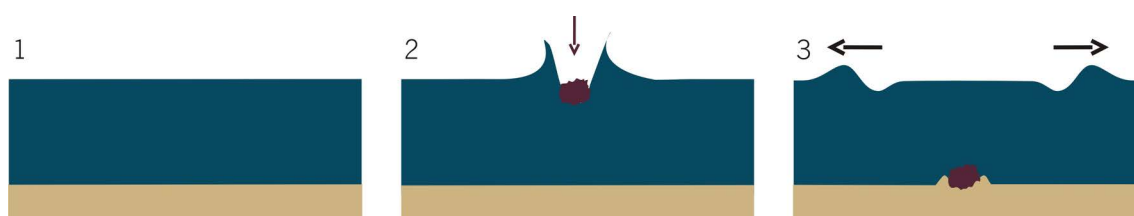


Fig. 1.7. Esquema del mecanismo de generación de un tsunami inducido por un impacto meteorítico a partir de (1) un estado de reposo en el que se aproxima el meteorito, (2) el impacto y la deformación de la superficie libre, y (3) la propagación de la perturbación.

Este es el caso de los depósitos sedimentarios en torno al Golfo de México interpretados como el producto de tsunami producido por el impacto del Chicxulub (Bourgeois et al., 1988; Bourgeois, 1994; Smit et al., 1996; Takayama et al., 2000), hace ~ 65 Ma (Krogh et al., 1993). Matsui et al. (2002) presentaron una modelización numérica de dicho impacto y del tsunami subsiguiente. También el impacto del Eltanin, ocurrido hace $\sim 2,5$ Ma, ha sido modelizado por Ward y Asphaug (2002), considerando dos escenarios diferentes: un meteorito de 4 km de diámetro en el primero y un meteorito de 1 km de diámetro en el segundo. En el primer caso, habrían llegado olas de 200 a 300 m de altura a la Península Antártica, y olas de hasta 60 m de altura a 6000 km de distancia del punto de impacto. Asimismo, la modelización numérica de Glimsdal et al. (2007) del impacto de meteorito que causó el cráter de Mjølnir, en el mar de Barents, hace ~ 142 Ma (Smelror et al., 2001), estimó la generación de un tsunami de 200 m de amplitud de ola. Estos ejemplos, y otros estudios realizados sobre este tipo de fuente tsunamigénica (Nemtchinov et al., 1996; Hills y Mader, 1997; Massel, 2012) muestran que aunque se trata de fenómenos de muy baja frecuencia, su potencial tsunamigénico es muy elevado. Este tipo de tsunami es otra modalidad de las anteriormente mencionadas ondas de desplazamiento.

1.2.3. PROPAGACIÓN E INUNDACIÓN

Con el paso de las ondas de un tsunami en mar abierto, las partículas de agua describen movimientos orbitales, y por lo tanto en promedio, mantienen la misma posición. La velocidad de fase, es decir, de cada cresta o surco dentro del tren de olas, es por lo general superior a la velocidad del tren de olas, denominada velocidad de grupo. La diferencia entre ambas velocidades, velocidad de fase y velocidad de grupo, da lugar a la dispersión, una distorsión de la forma de la onda a medida que se propaga que tiende a reducir la amplitud y dividir cada onda solitaria en un tren de olas. La Figura 1.8 recoge cuatro series temporales registradas por boyas DART, especialmente diseñadas para la detección de ondas de tsunami, instaladas en diferentes puntos del océano Pacífico, durante el evento de Tohoku de 2011. El efecto de la dispersión se puede apreciar a medida que aumenta la distancia entre la fuente y las boyas. Además de la variación de amplitud de las ondas, estas instalaciones permiten obtener otros parámetros del tsunami como el tiempo de llegada, el periodo y la longitud de onda.

A medida que las olas se aproximan a la costa, desde la llanura abisal hasta el talud continental y la plataforma continentales, la profundidad de agua disminuye y por lo tanto la velocidad de fase se reduce. Si la reducción de profundidad no es homogénea, la parte de la onda que viaja por la zona más profunda lo hace más rápido, de manera que el frente de ola se curva o cambia de dirección. Este proceso, llamado refracción, conlleva que el frente de onda que avanza hacia aguas más someras tiende a orientarse paralelamente a las isóbatas. La disminución de profundidad produce

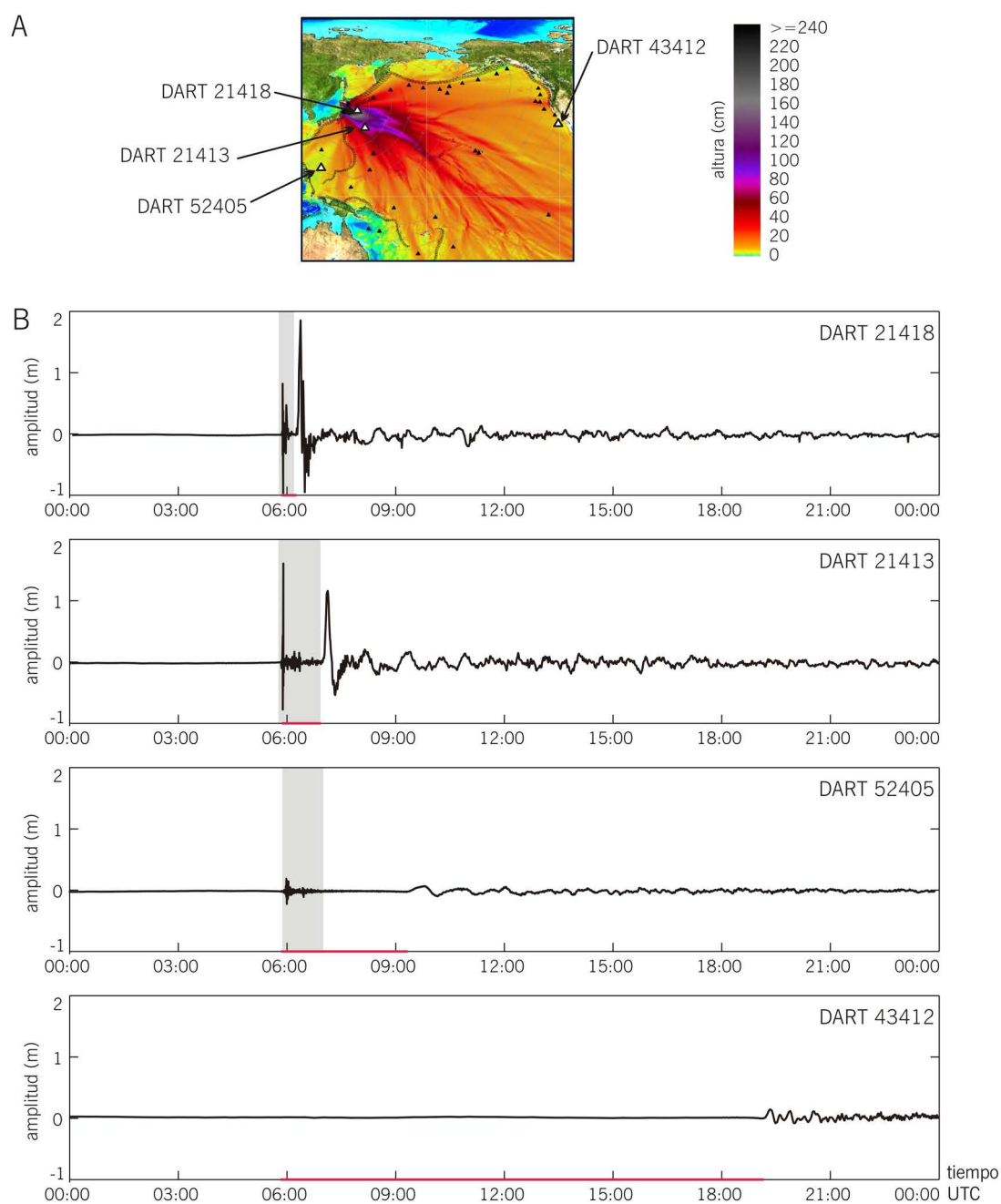


Fig. 1.8. Propagación del tsunami de Tohoku de 2011. A. Distribución de alturas máximas de ola en el océano Pacífico obtenidas mediante modelización numérica (NGDC/WDS, 2015b), y situación de las boyas DART. B. Series temporales registradas en cuatro boyas DART (21418, 21413, 52405, 43412) publicadas por NOAA *Center for Tsunami Research* (NGDC/WDS, 2015b) en las que se observa la perturbación en la superficie libre. La primera variación corresponde a la onda sísmica (Heidarzadeh y Satake, 2013), sombreada en gris, y la segunda a la llegada del tsunami. Las líneas rojas representan los tiempos de llegada desde que se produce el terremoto (05:46 UTC) hasta la llegada del tsunami a la boya.

además un efecto en las características de la ola, pues la energía cinética se transforma gradualmente en energía potencial, de manera que al disminuir la velocidad de fase aumenta considerablemente la amplitud y disminuye la longitud de onda del tsunami. La reducción de velocidad implica también que el tren de olas tiende a apilarse, ganando todavía más altura. Este proceso se denomina efecto de asomeramiento o *shoaling effect* (Fig. 1.9).

Además, cuando las ondas de tsunami se adentran en áreas semiconfinadas, como bahías, estuarios, puertos o incluso la propia plataforma continental, pueden producirse fenómenos de resonancia. La geometría de estas áreas, principalmente su profundidad y longitud, determina su modo natural de oscilación, que puede verse excitado o forzado por una onda incidente del mismo periodo, generando ondas estacionarias que incrementan la energía potencial, y por tanto, la amplitud de la ola incidente.

La caracterización de los efectos que ejerce la geometría de los cañones submarinos en la aproximación de los tsunamis a la costa es uno de los objetivos de esta Tesis Doctoral y se aborda en detalle en el capítulo 2.3. A modo introductorio, cabe destacar que este tema ha sido tratado previamente por algunos autores con resultados contradictorios. Por ejemplo, Matsuyama et al. (1999) y Tappin et al. (2001) identificaron el cañón submarino situado en la plataforma continental de Sissano, Papúa Nueva Guinea, como el principal responsable del gran *run-out* alcanzado en la laguna homónima durante el tsunami de 1998. Ioualalen et al. (2007) sugirieron que el cañón de Bangladés actuó como amplificador de las ondas del tsunami del océano Índico de 2004 en la costa de Barisal. Sin embargo, Divyalakshmi et al. (2011) atribuyeron a la presencia del cañón de Palar una reducción de la altura de ola en el sureste de la India de hasta un 40% para el mismo evento.

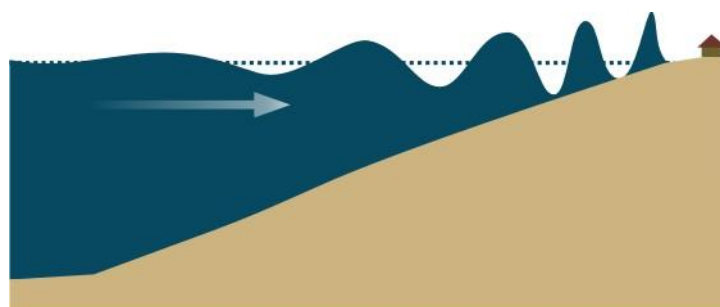


Fig. 1.9. Efecto de asomeramiento. Al aproximarse la ola a la costa, la amplitud aumenta y la longitud de onda disminuye. La línea punteada representa el nivel de referencia.

Con la llegada del tsunami a las aguas más someras del litoral y a tierra firme, la onda colapsa y el movimiento de la masa de agua pasa de ser orbital a traslacional. La masa de agua se desplaza entonces sobre la costa como una inundación rápida, precedida por una pared vertical de agua turbulenta o *tsunami bore* (Peregrine, 1967). Al contrario que una ola de tormenta de altura similar, la gran longitud de onda de un tsunami le confiere al *tsunami bore* la capacidad de seguir avanzando tierra adentro empujado por la masa de agua que sigue desplazándose por aguas más profundas, llegando así a alcanzar grandes distancias. La inundación es producida por un flujo que es turbulento debido a la fricción con el fondo y a la presencia de obstáculos. Aunque gran parte de la energía se disipa a lo largo de este proceso, durante el retroceso de la ola también se produce arrastre de sedimentos y escombros. Asimismo, una parte de la onda puede ser reflejada en la línea de costa, especialmente cuando impacta contra superficies homogéneas orientadas perpendicularmente a su dirección de incidencia, generalmente estructuras antrópicas como diques o dársenas, y puede entonces interferir con el resto de olas del tren de ondas.

1.2.4. MODELIZACIÓN NUMÉRICA

La modelización numérica es una técnica propia de las matemáticas y las ciencias de la computación que busca simular sistemas físicos mediante el cálculo numérico y a partir de una simplificación apropiada de la realidad. La modelización numérica se basa generalmente en un conjunto complejo de ecuaciones relacionadas entre sí, en el que las variables adquieren diferentes valores a lo largo del tiempo y del espacio. En las últimas décadas se ha demostrado la utilidad de la modelización numérica en el estudio de la generación y propagación de tsunamis, y en muchos casos constituye la única manera de comprender eventos cuyo registro histórico, desde el punto de vista científico, es reducido o incompleto, o que han ocurrido en tiempos prehistóricos. Resulta también una de las herramientas más útiles a la hora de hacer previsiones de escenarios futuros.

A grandes rasgos, se puede dividir la modelización de tsunamis en tres grandes etapas: (1) la modelización de la génesis de la perturbación en la columna de agua, (2) la modelización de la propagación de la perturbación desde la fuente hasta la costa, y (3) la modelización de la inundación provocada por el tsunami en la costa.

Los modelos acoplados abordan el continuo generación-propagación-inundación, pero, en muchos casos, las tres etapas de la modelización se llevan a cabo mediante dos modelos. El primero se utiliza para establecer la perturbación de la superficie libre de acuerdo con el tipo y las características de fuente que la produce, mientras que mediante el segundo se propaga esa perturbación inicial y, en algunos casos, se calcula la consiguiente inundación en la costa. Este tipo de modelos, que se denominan desacoplados, son los más utilizados ya que su resolución es más sencilla. Para fuentes tsunamigénicas instantáneas o de muy escasa duración, como los terremotos,

la modelización se puede simplificar todavía más asumiendo que el proceso de generación ha acabado cuando el tsunami comienza a propagarse. De este modo se puede describir la perturbación inicial con fórmulas empíricas en las que simplemente se sustituyen las variables por los valores reales o inferidos y sólo se utiliza la simulación numérica para describir la fase de propagación e impacto. Así, en el caso de las fuentes sísmicas, se calcula la deformación del fondo marino a partir de los parámetros de la falla (por ejemplo, mediante el modelo de Okada, 1985, que es el más extendido), y esta misma deformación se traslada a la superficie libre para su posterior propagación (Tanioka y Satake, 1996; Geist y Dmowska, 1999).

Un modelo numérico se desarrolla a su vez en tres pasos fundamentales: (1) la definición de las ecuaciones de gobierno, (2) el diseño del esquema numérico para resolverlas, y (3) la informatización mediante lenguaje de programación para su resolución. Cabe destacar que la generación y la inundación son fenómenos complejos y con un alto grado de incertidumbre en su modelización. Por ejemplo, la inundación contempla tanto la transformación del oleaje en la rotura como la interacción con objetos que difícilmente pueden ser incorporados a según qué escalas de resolución. En cambio los modelos numéricos utilizados en la actualidad son especialmente fiables en el campo de la propagación, pues las leyes físicas que la gobiernan son relativamente sencillas. Las ecuaciones de gobierno que usan la mayoría de los modelos para describir la propagación de tsunamis son aproximaciones de las ecuaciones de Navier-Stokes. Estas ecuaciones se basan a su vez en las ecuaciones de Euler y describen el movimiento de un fluido viscoso en base a las derivadas parciales de su presión, velocidad, densidad y temperatura. La inclusión de la aceleración advectiva, que incluye las tensiones viscosas, las tensiones turbulentas y los términos de dispersión, añade una significativa complejidad a las ecuaciones.

Los diferentes grados de aproximación a las ecuaciones de Navier-Stokes usados hoy en día para el estudio de los tsunamis fueron definidos y derivados por Peregrine (1966; 1967) y validados en tanques de experimentación por Hammack (1972). Sin embargo, los primeros trabajos de modelización de tsunamis, consistentes en el estudio de su propagación sobre fondos horizontales e inclinados se remontan a las décadas de los 50 y 60 (Hall y Watts, 1953; Carrier y Greenspan, 1958; Whitham, 1958; Shen y Meyer, 1963; y Keller y Keller, 1964, entre otros). Posteriormente, destacan los estudios de direccionalidad de la fuente de Ben-Menahem y Rosenman (1972) y los de inundación de Hibberd y Peregrine (1979) y Synolakis (1987), entre otros. Los estudios de campo realizados tras el tsunami de Nicaragua de 1992 permitieron revisar los modelos utilizados hasta la fecha (Tadepalli y Synolakis, 1996), resultando en mejoras substanciales de los mismos.

Las aproximaciones a las ecuaciones de Navier-Stokes pueden clasificarse en tres grandes grupos. Las Ecuaciones de Aguas Someras, SWE, del acrónimo de su denominación en inglés *Shallow Water Equations*, son la aproximación más simplificada. Como su nombre indica, considera que, al tratarse

de ondas largas, los tsunamis siempre se propagan como olas en aguas someras. Se asume así que, puesto que la escala vertical (profundidad de la columna de agua) es mucho menor que la escala horizontal (extensión de un océano o mar), la presión en cualquier punto de la masa de agua corresponde a la presión ejercida por la columna de agua que reposa sobre el mismo. Además, asume un perfil vertical de velocidades homogéneo, por lo que los términos dispersivos desaparecen, al igual que las tensiones viscosas, cuya magnitud es muy inferior a los otros términos de la ecuación, por lo que tampoco se consideran.

El segundo nivel de aproximación son las Ecuaciones No Lineales de Aguas Someras (acrónimo en inglés NSWE), en las cuales no se suprimen los términos no lineales como, por ejemplo, la fricción cuadrática con el fondo. La no linealidad representa de una forma más realista la naturaleza de estas ondas, especialmente en las aguas someras de la plataforma continental (Satake, 1995; Zahibo et al., 2006).

La tercera aproximación la componen las ecuaciones tipo Boussinesq, que derivan de las investigaciones de Boussinesq (1872). Esta aproximación tiene en cuenta la estructura horizontal y vertical de flujos de velocidades, utilizando la velocidad vertical integrada para toda la columna de agua. El resultado de la aproximación es un sistema de ecuaciones débilmente no lineales que incorporan términos dispersivos.

Las tres aproximaciones dan lugar a un sistema de ecuaciones diferenciales parciales que puede que no tenga solución analítica o que ésta sea excesivamente compleja, y por eso se aborda mediante métodos numéricos que implican remplazar la descripción continua del problema por una descripción discreta en la cual sólo se obtiene la solución en un número finito de puntos del espacio y del tiempo. Es decir, su solución numérica se alcanza mediante su discretización. Así, la solución de las ecuaciones diferenciales parciales se obtiene generalmente mediante los métodos de diferencias, volúmenes o elementos finitos. En el método de diferencias finitas, uno de los más extendidos, se debe cumplir la condición de Courant o de Courant-Friedrichs-Lewy (Courant et al., 1928), necesaria para la estabilidad del esquema numérico, es decir, para que no se produzcan acumulaciones de errores durante el cómputo debidas a la limitación de las computadoras para almacenar un número infinito de cifras decimales. La condición consiste en que el paso de tiempo (discretización del tiempo) tiene que ser menor a un cierto valor crítico, determinado en relación al tamaño de la celda (discretización espacial).

La mayoría de los modelos numéricos de tsunamis están escritos en lenguaje Fortran (acrónimo de *Formula Translating System*), que es un lenguaje de programación especialmente adaptado al cálculo numérico y a la computación científica. Estos programas están escritos para ser ejecutados en la CPU (unidad central de procesado). Sin embargo, existe actualmente un esfuerzo destacado

para reformular estos códigos para que puedan utilizar la arquitectura CUDA (acrónimo de *Compute Unified Device Architecture*) de cálculo en paralelo desarrollada por Nvidia en 2007 y específica para correr en la GPU (unidad de procesamiento gráfico) en lugar de la CPU, lo cual permite acelerar los cálculos hasta dos órdenes de magnitud (Castro et al., 2011; De la Asunción et al., 2012). Esta velocidad de cálculo permite obtener los resultados de una modelización numérica en unos segundos o en pocos minutos, lo cual conlleva importantes ventajas y mejoras en los sistemas de alerta temprana (cf. apdo. 1.2.5). Por otro lado, los códigos de los modelos con elevados tiempos de computación, es decir, con un alto coste computacional, pueden ser optimizados para una ejecución más rápida o paralelizados para distribuir la carga computacional entre varios procesadores.

El uso de una aproximación u otra en el modelo numérico está también estrechamente relacionado con el tiempo de computación. Así, una aproximación tipo Boussinesq proporciona resultados más precisos, pero su resolución resulta más compleja y el tiempo de computación en una CPU de ordenador de sobremesa se incrementa considerablemente en comparación con los modelos basados en las SWE. De aquí que los modelos basados tanto en las SWE como en las NSWE estén más extendidos.

Algunos modelos basados en las SWE y las NSWE, cuya resolución numérica produce de por sí cierta dispersión, están implementados para que esta dispersión numérica coincida con la dispersión física durante la propagación. Los modelos que utilizan este tipo de aproximación también se denominan modelos pseudo-dispersivos.

Los primeros estudios enfocados a la modelización numérica de tsunamis generados por deslizamientos submarinos tuvieron carácter experimental y a partir de ellos se establecieron fórmulas empíricas. Así, a partir del desplazamiento de bloques rígidos de diferentes formas y pesos sobre planos inclinados en tanques de experimentación, Wiegel (1955) evidenció la formación de una cresta en la dirección de avance del bloque, seguida por un surco de una amplitud igual o mayor en función de la inclinación de la plataforma. A partir de estos experimentos, Wiegel determinó que la amplitud de la deformación de la superficie libre depende del peso del bloque, y de la profundidad de la columna de agua a la que el bloque inicia el movimiento. Posteriormente, Striem y Miloh (1975) propusieron un modelo sencillo basándose en el trabajo de Weigel y en los estudios de las corrientes de turbidez de Heezen y Ewing (1952). La ecuación que propusieron permite obtener la altura de ola en función de las dimensiones del deslizamiento y su velocidad.

Actualmente, la mayoría de modelos numéricos de tsunamis producidos por deslizamientos resultan de la modificación de modelos diseñados para fuentes sísmicas. Heidarzadeh et al. (2014) establecieron tres grupos diferenciados de modelos en función de la manera de plantear la generación de la perturbación de la superficie libre: (1) aquellos que la estiman en base a fórmulas

empíricas, (2) aquellos a los que se les debe proporcionar la deformación del fondo marino a cada paso de tiempo, y (3) aquellos capaces de simular el movimiento del material deslizado. Los modelos del primer grupo no son los más adecuados para la representación de un deslizamiento de cierta duración, ya que generan una deformación inicial de la superficie libre en función de los parámetros del deslizamiento, y seguidamente, calculan su propagación. Por lo tanto, no contemplan la energía que sigue transmitiendo el deslizamiento a la columna de agua a medida que se desplaza por el fondo. El segundo grupo, necesita una modelización previa del deslizamiento para poder determinar la variación temporal de la deformación del lecho marino. Por último, los modelos del tercer grupo reflejan de manera más fiel la transferencia de energía a la columna de agua, ya que los sistemas de ecuaciones que describen el deslizamiento y la columna de agua están acoplados.

La Tabla 1.4 muestra una clasificación de los modelos de simulación de tsunamis diseñados hasta la fecha, modificada a partir de la propuesta por Heidarzadeh et al. (2014), según la forma de plantear la generación de la perturbación y según sean o no dispersivos y/o lineales, junto con los correspondientes casos de estudio. Nótese que no se ha diseñado ningún modelo dispersivo, no lineal y acoplado.

Los modelos para describir la deformación del lecho marino, usados por el tercer grupo de modelos, se pueden clasificar a su vez en tres tipos diferentes: modelos viscosos, modelos visco-plásticos y modelos friccionales. En el primer caso los parámetros clave son el coeficiente de viscosidad y la pendiente del talud. El segundo caso considera un fluido laminar que se describe por la resistencia a la cizalla y a la viscosidad lineal. Este tipo de modelos también se denominan de Bingham. El último tipo considera un cuerpo granular cuyo movimiento se describe en base a su ángulo de fricción interna y a la fricción basal.

1.2.5. MITIGACIÓN DEL RIESGO DE TSUNAMIS

Por mitigación se entiende el conjunto de acciones cuyo objetivo es moderar o disminuir el riesgo de tsunami, encaminadas a la reducción del peligro o del grado de vulnerabilidad. Mediante medidas de mitigación se pueden salvar vidas humanas, incrementar la resiliencia frente a los tsunamis, reducir las pérdidas económicas y acortar los periodos de recuperación tras los eventos de tsunami. Si bien la reducción del peligro se puede contemplar en muy contadas ocasiones, la reducción de la vulnerabilidad se puede abordar desde muy diversos ámbitos mediante planes estratégicos que pueden incluir: (1) la racionalización del uso del suelo, (2) la aplicación de códigos de construcción, (3) el establecimiento de sistemas de alerta temprana, (4) la construcción de barreras físicas de protección, (5) el establecimiento de rutas de escape y lugares seguros y (7) la información y preparación de la comunidad ante el riesgo de tsunami.

Mediante la planificación de los usos del suelo se puede limitar el desarrollo de planes de construcción en zonas susceptibles de ser inundadas por tsunamis para minimizar las pérdidas futuras, o al menos, establecer que la localización de las construcciones permitidas sea apropiada al riesgo de inundación por tsunami (Eisner, 2005). Merece especial atención en los planes estratégicos el emplazamiento de instalaciones más sensibles o que sean determinantes en caso de emergencia, por ejemplo, hospitales, aeropuertos o centros de control de emergencias y coordinación.

Actualmente existen códigos de construcción y diseño de estructuras resistentes al impacto de un tsunami, tales como *City and County of Honolulu Building Code* (CCH, 2000), FEMA P-646: *Guidelines for design of structures for vertical evacuation from tsunami*, (FEMA, 2008), o el FEMA P-55: *Coastal Construction Manual* (FEMA, 2011), que deben ser aplicados en las zonas con riesgo de tsunami. Cabe decir que los cálculos de resistencia a la carga hidrodinámica, al socavamiento y otros parámetros relevantes son extrapolados en su mayoría de los estudios de inundación por ciclones o desbordamiento de ríos, que difieren sustancialmente de las cargas ejercidas por los tsunamis. No obstante, a partir del análisis de las consecuencias del tsunami de Tohoku de 2011, el *ASCE 7 Tsunami Loads and Effects Subcommittee* (TLESC) ha desarrollado un nuevo capítulo sobre los códigos de construcción de estructuras resistentes a la carga generada estrictamente por tsunamis, que se incluirá en la edición de 2016 (ASCE, 2015).

Otra medida de mitigación consiste en la construcción de barreras físicas de protección, ya sean en forma de rompeolas alejados de la costa, con el objetivo de disipar parte de la energía del tsunami antes de que alcance el litoral, o en forma de diques de gran altura en la línea de costa, para impedir la propagación del tsunami tierra adentro. Si bien barreras de este tipo se han mostrado efectivas, durante el tsunami de Tohoku de 2011 muchos rompeolas quedaron destruidos y los diques fueron superados por las ondas del tsunami, sirviendo únicamente para disminuir el alcance de las olas en algunas zonas (Mimura et al., 2011). Por ejemplo, en el área de Fukushima el tsunami superó los 14 m de altura, mientras que la central nuclear de Fukushima únicamente disponía de diques para afrontar tsunamis de 5,7 m (TEPCO, 2011). La protección estructural no sólo incluye los métodos artificiales desarrollados por la ingeniería de costas, sino también estructuras naturales, como arrecifes de coral, dunas de arena y vegetación costera, que pueden ayudar a disipar la energía al incrementar la turbulencia del tsunami (IOC, 2009).

Una de las medidas más efectivas en la mitigación del riesgo son los sistemas de alerta temprana, cuyo fin es disminuir la exposición de la comunidad mediante una alerta emitida previamente a la llegada del tsunami. Estos sistemas se basan en la detección de eventos susceptibles de generar tsunamis mediante sismógrafos, en la confirmación de dicha generación por medio del despliegue de instrumentación oceanográfica (por ejemplo, boyas DART y mareógrafos), en la estimación de las

Tipo	Nombre	Desarrollador	Linealidad	Dispersividad	Acoplamiento	Aplicación
Modelos que estiman la superficie inicial en base a fórmulas empíricas	--	Harbitz (1992)	Lineal	No dispersivo	No Acoplado	Deslizamientos de Storegga (= desarrollador)
	MOST	Titov y Synolakis (1998)	No lineal	No dispersivo	No Acoplado	1998 PNG (Synolakis et al., 2002), California (Borrero et al., 2004)
TUNAMI	Goto et al. (1997)		No lineal	No dispersivo	No Acoplado	Indonesia (Brune et al., 2010)
	GEOWAVE	Watts et al. (2003)	No lineal	Dispersivo	No Acoplado	1953 Suva (Rahiman et al., 2007), 1979 Niza (Ioualalen et al., 2010), 1994 Skagway y 1998 PNG (= desarrollador)
NAMI DANCE	Yalciner et al. (2006)		No lineal	Dispersivo	No Acoplado	Delta del Nilo (Yalciner et al., 2014)
	COULWAVE	Lynett y Liu (2002)	No lineal	Dispersivo	No Acoplado	Puerto Rico (López-Venegas et al., 2008) Carolina del Norte (Geist et al., 2009)
Modelos a los que se les debe proporcionar la deformación temporal del fondo	--	Weiss et al. (2006)	No lineal	Dispersivo	No Acoplado	Chile (Weiss et al., 2013)
	COMCOT	Liu et al. (1998)	No lineal	Dispers. Num.	No Acoplado	Mar Catalano-Balear (Iglesias et al., 2012)
Modelos que simulan el movimiento del material deslizado	--	Satake (2001)	No lineal	No dispersivo	No Acoplado	1741 Oshima-Oshima y Hawái (Satake, 2001)
	TWO_LAYER	Lynett y Liu (2002)	No lineal	Dispersivo	No Acoplado	1998 PNG (Lynett et al., 2003)
--	Heinrich (1992)		No lineal	No dispersivo	Acoplado	Mar Caribe (Heinrich et al., 1999)
	Jiang y LeBlond (1992)		No lineal	No dispersivo	Acoplado	Teórico (= desarrollador)
--	Imamura y Imteaz (1995)		No lineal	No dispersivo	Acoplado	Mar de Mármara (Yalciner et al., 2002)
	Tinti et al. (1999)		No lineal	No dispersivo	Acoplado	Estrómboli (= desarrollador)
--	Thomson et al. (2001)		No lineal	No dispersivo	Acoplado	1994 Skagway (= desarrollador)
	Assier-Rzadkiewicz et al. (2000)		No lineal	No dispersivo	Acoplado	1997 Niza (= desarrollador)
--	Kawamata et al. (2005)		No lineal	No dispersivo	Acoplado	1741 Oshima-Oshima (= desarrollador)
	Landslide-HySEA	Fernández-Nieto et al. (2008)	No lineal	No dispersivo	Acoplado	Mar de Alborán (Macías et al., 2015), Canal de Ibiza (esta Tesis)

Tabla 1.4. Clasificación y características de los modelos numéricos de tsunamis generados por deslizamientos submarinos, modificada de Heidarzadeh et al. (2014). Disp. Num: Dispersión numérica. PNG: Papúa Nueva Guinea.

áreas potencialmente impactadas y los tiempos de llegada a partir de escenarios pre-computados (Titov et al. 2005; Gica et al., 2007; Titov, 2009), y en el aviso a las autoridades, servicios de emergencia y población en general a través de canales de información preestablecidos.

El primer centro creado para gestionar un Sistema de Alerta Temprana de tsunamis fue el *Pacific Tsunami Warning Center* (PTWC), con sedes en Hawái y Alaska, establecido en 1968 y operado por la NOAA. El modelo numérico utilizado actualmente por dicha institución para estimar las zonas de impacto y tiempos de llegada es el *Method of Splitting Tsunami* (MOST) (Titov y Synolakis, 1995; 1998; Titov y González, 1997), basado en las ecuaciones de aguas someras no lineales y que incluye dispersión numérica. La evolución constante de la formulación de modelos en arquitectura CUDA puede hacer posible en un futuro cercano alcanzar el reto de ejecutar los modelos en tiempo real en función de los datos recibidos por los sismógrafos y las boyas DART, lo cual supondría una mejora sustancial en las predicciones cuando no se disponga de escenarios precomputados específicos. Actualmente el modelo Tsunami-HySEA ha implementado esta arquitectura para resolver las NSWE, siendo el modelo utilizado actualmente por el *Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia* (INGV) para el desarrollo de su sistema de alerta temprana en las costas italianas y, en breve, para todo el Mediterráneo (Castro et al., 2015).

Tras el tsunami del océano Índico de 2004, la *Intergovernmental Oceanographic Commission* (IOC) de la UNESCO recibió el mandato de la comunidad internacional de desarrollar un programa de coordinación global de sistemas de alerta temprana de tsunamis. Esta estructura consiste en cuatro centros regionales: el mencionado *Pacific Tsunami Warning Center*, el *Indian Ocean Tsunami Warning Center* (IOTWC), el *Caribbean Tsunami Warning Program* (CTWP), y el *Tsunami Early Warning and Mitigation System in the North-eastern Atlantic, the Mediterranean and connected Seas* (NEAMTWS).

Para la mitigación de los efectos de los tsunamis es fundamental el establecimiento de rutas de escape y lugares seguros, y la preparación de la comunidad, tanto mediante la creación de protocolos para los servicios de emergencia y actuación rápida, como a través de la información y educación de la población para que sepa cómo actuar en una situación de alerta. Con estas actuaciones se pretende conseguir el desarrollo de comunidades preparadas para un tsunami, o *tsunami-ready communities*, basándose en planes de educación, mejoras de las comunicaciones e incremento de la concienciación del peligro por parte de los ciudadanos (IOC, 2009). En el caso del NEAMTWS, todavía en fase de desarrollo, las estrategias o acciones que se han llevado a cabo son: (1) diseño y distribución de material educativo multilingüe sobre concienciación ante este fenómeno, (2) confección de una guía de buenas prácticas con la asistencia de los órganos de protección civil para establecer sistemas de alerta costera a escala regional y nacional y (3) reducción del riesgo de tsunamis mediante la gestión integrada de la zona costera (IOC, 2013b).

1.3. ÁREA DE ESTUDIO

Como se ha subrayado en apartados anteriores, el relieve submarino condiciona la propagación y el impacto de los tsunamis. De ahí que la descripción de la morfología del margen continental de la cuenca profunda y de los principales accidentes geográficos del área de estudio de esta Tesis Doctoral sea necesaria para una mejor comprensión de los resultados que se presentan en los siguientes capítulos. Además, en esta sección se ofrece un catálogo de los tsunamis que tuvieron lugar en el pasado en el área de estudio, y de las potenciales fuentes tsunamigénicas identificadas en la región en que se sitúa el área de estudio.

1.3.1. MARCO GEOGRÁFICO Y FISIAGRÁFICO

El mar Catalano-Balear es la porción del Mediterráneo occidental situada aproximadamente entre las Islas Baleares y la Península Ibérica, delimitada al norte por el Golfo de León y la cuenca Provenzal y al sur por el canal de Ibiza (Canals et al., 1982). A grandes rasgos, la morfología submarina del mar Catalano-Balear dibuja un cono cuyo vértice se sitúa en el extremo sudoriental, en el canal de Ibiza, mientras que la parte más ancha y profunda se abre al norte de Menorca en el abanico profundo de Valencia (Palanques y Maldonado, 1985), donde se superan los 2600 m de profundidad (Fig. 1.10). La parte central la ocupa el surco de Valencia, que separa el margen noroccidental balear del margen oriental de la Península Ibérica. El surco de Valencia está incidido a lo largo de la mitad septentrional de su eje por el canal de Valencia, un valle profundo de tipo medio-oceánico (Canals et al., 2000) (Fig. 1.10).

Los dos márgenes continentales tienen características muy diferenciadas. El margen peninsular es considerablemente más ancho, hasta 70 km frente a la provincia de Castellón, y su talud es más pronunciado, hasta 10° de inclinación media, en comparación con el margen balear, de manera que la cuenca del mar Catalano-Balear presenta un perfil transversal marcadamente asimétrico y el canal de Valencia se sitúa más cerca del margen balear. El margen peninsular está dividido en cuatro grandes segmentos: el margen catalán del norte, el margen catalán del sur, el margen del Ebro (Amblàs et al., 2006) y el margen del Golfo de Valencia (Fig. 1.10). Los tres primeros segmentos están incididos por numerosos cañones submarinos (Alonso et al., 1991; Canals et al., 2000), valles fuertemente incididos en el talud continental y que a veces se extienden hasta la plataforma.

Destacan por sus dimensiones y grado de incisión en la plataforma continental los cañones del margen catalán del norte. Estos cañones, denominados de norte a sur Cap de Creus, La Fonera y Blanes, alcanzan anchuras superiores a 18 km, y sus cabeceras se sitúan a escasa distancia (<5 km) de la línea de costa (Lastras et al., 2011) (Fig. 1.11). Allí donde no hay cañones submarinos, la

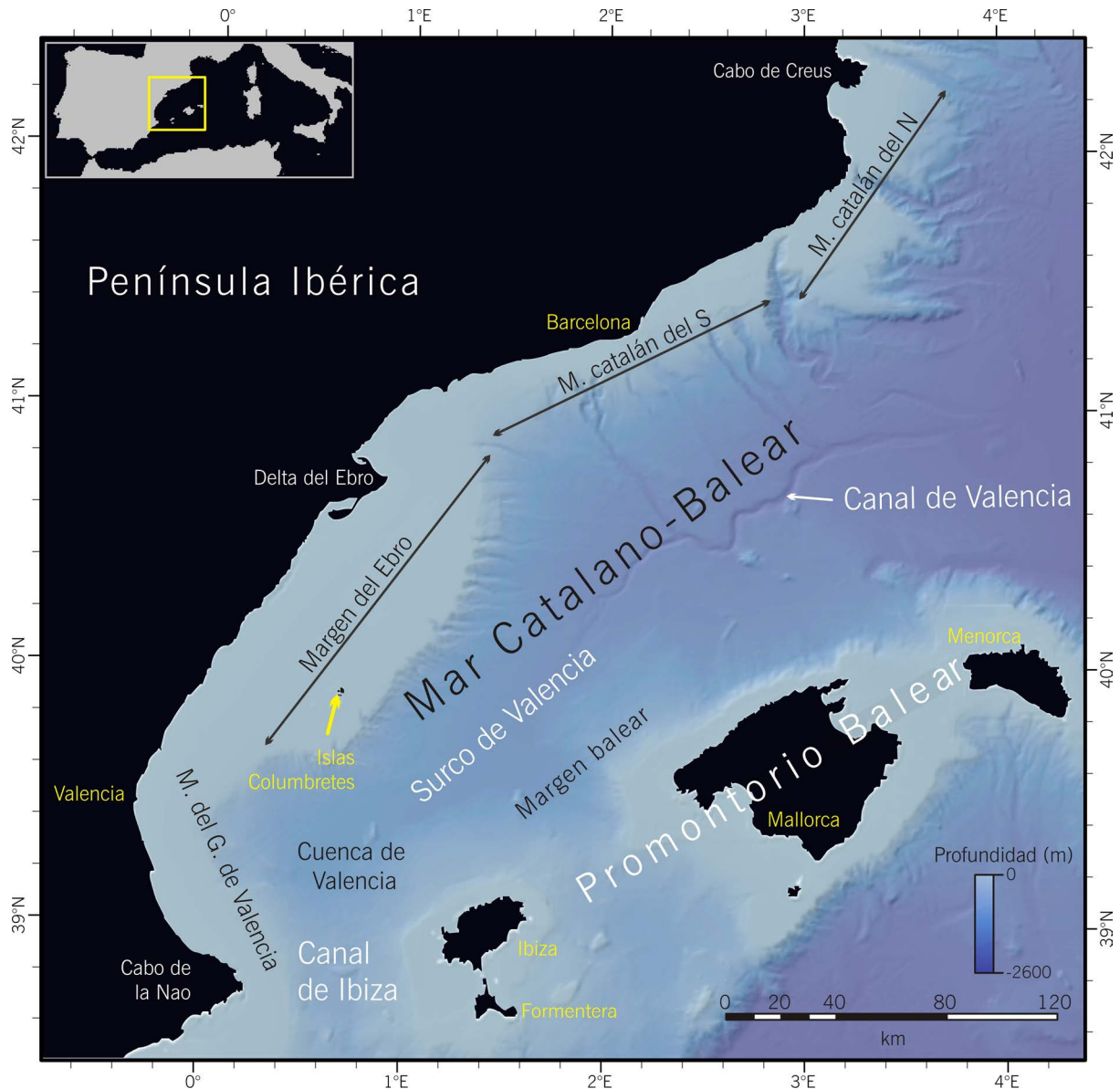


Fig. 1.10. Relieve submarino y toponimia del mar Catalano-Balear.

plataforma continental alcanza anchuras de 30 km en las denominadas plataforma de Rosas y de La Planassa (Durán et al., 2014).

La plataforma continental del margen catalán del sur, más estrecha que la del margen norte, tiene una anchura de entre 6 y 18 km. De los cañones que inciden el talud continental sólo el cañón del Foix se encaja en el borde de plataforma y en la plataforma externa (Maldonado et al., 1984; Tubau et al., 2013). El resto de cañones, de menor tamaño, son el cañón de Arenys, del Besòs, del Morràs, de la Berenguera, el Clot de Cubelles, el Clot de Cunit y el cañón de Valldepins (Amblàs et al., 2006) (Fig. 1.11).

La plataforma continental del margen del Ebro es una de las más extensas del Mediterráneo, alcanzando los 70 km de anchura (Nelson et al., 1983). En la parte más septentrional se localiza el pequeño archipiélago de las islas Columbretes, de origen volcánico (Martí et al., 1992; Muñoz et al., 2005) (Fig. 1.12). El talud del Ebro, que sobrepasa en la zona próxima al borde de plataforma los 10° de inclinación, está incidido por más de una treintena de cañones submarinos, de los cuales únicamente los de Oropesa, Columbret Xic y Columbret Gran se extienden hasta la plataforma externa (Amblàs, 2006) (Fig. 1.12). Los cañones situados al norte del cañón de Oropesa desembocan en el canal de Valencia mientras que los que se encuentran más al sur se abren al pie del talud, conectan con sistemas de canal-levée o están trucados por el deslizamiento BIG'95 (Lastras et al., 2002; Amblàs et al., 2006). Las características de este deslizamiento se presentan en el apartado 1.3.3.1.



Fig. 1.11. Vista tridimensional del relieve del margen catalán donde se indica la situación de los principales cañones submarinos y del canal de Valencia.

Al sur de las islas Columbretes, la plataforma se estrecha hasta los 25 km en frente a las costas de Cullera, el talud continental se suaviza y la presencia de cañones se hace cada vez más escasa. La parte profunda de este sector se someriza paulatinamente hacia el sur, donde destaca la presencia de diversos montes submarinos (Maillard y Mauffret, 1993).

El límite sur del mar Catalano-Balear lo define el relativamente somero canal de Ibiza, localizado entre las islas Pitiusas (Ibiza y Formentera) y el cabo de la Nao, en el margen peninsular (Fig. 1.10). El canal tiene forma de silla de montar, profundizándose en dirección norte y sur hacia el mar

Catalano-Balear y la cuenca Algeo-Balear respectivamente (Maillard y Mauffret, 2013), y seccionado latitudinalmente por el monte submarino de Xàbia (Acosta et al., 2001; Lastras et al., 2004a) (Fig. 1.12). En el canal de Ibiza son especialmente abundantes las estructuras originadas por escape de fluidos, llamadas *pockmarks* en inglés, en forma de depresiones circulares con radios de entre 10 y 700 m (Acosta et al., 2001). En el margen balear, estas morfologías están relacionadas con las cicatrices de los cuatro deslizamientos del canal de Ibiza (cf. aptdo. 1.3.3.2) (Lastras et al., 2004a).

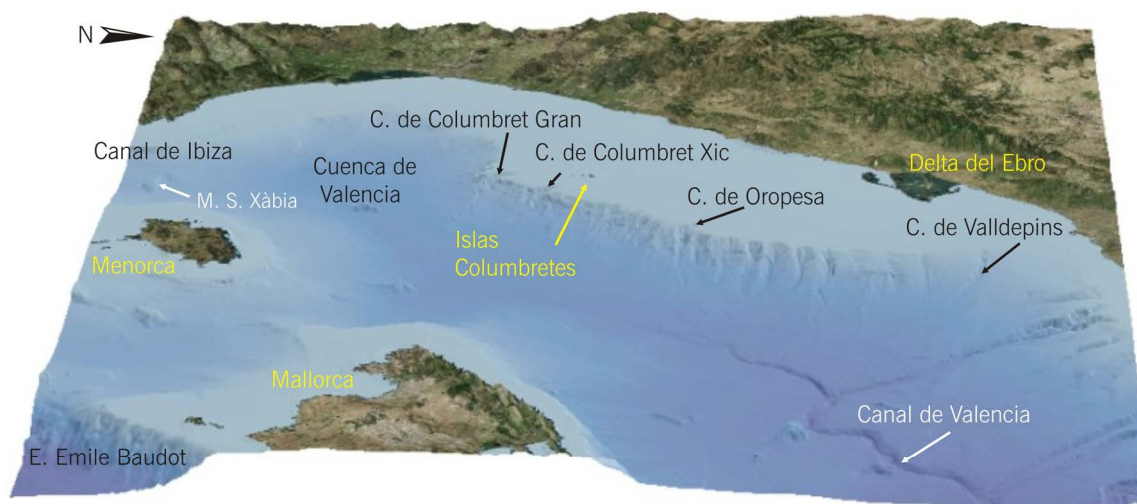


Fig. 1.12. Vista tridimensional del relieve del margen del Ebro y la cuenca de Valencia.

1.3.2. MARCO GEOLÓGICO

Las diferencias morfológicas descritas en el apartado anterior entre el margen peninsular y el margen balear son el reflejo de profundas diferencias estructurales y sedimentológicas relacionadas con la historia geológica del mar Catalano-Balear. Este mar es una cuenca marginal paleógena-neógena (Roca et al., 1999) cuya abertura, junto con las demás cuencas del Mediterráneo occidental, se relaciona con un proceso de trasarco producido por la convergencia de las placas Africana y Euroasiática (Doglioni et al., 1999; Gelaber et al., 2002). El proceso de rifting se inició en el Oligoceno inferior en la zona que corresponde actualmente al golfo de León, y se propagó hacia el suroeste durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior formando la cuenca Catalano-Balear. No obstante el proceso expansivo de adelgazamiento de la corteza no alcanzó la oceanización (Maillard y Mauffret, 1999; Roca et al., 1999).

Asociado a este proceso de rifting, en el surco de Valencia tienen lugar dos ciclos volcánicos (Martí et al., 1992). El primero, durante el Mioceno inferior-Mioceno medio, es un evento calco-alkalino asociado a la rotación en sentido horario del Promontorio Balear y la apertura del surco de Valencia, en el que se produce el ascenso de material litosférico fundido en el proceso de subducción (Muñoz et al., 2005). El segundo ciclo, se produce durante el Mioceno superior hasta el Holoceno, y es de naturaleza alcalina, ligada al adelgazamiento de la corteza en el proceso de rifting (Martí et al., 1992).

Mientras el surco de Valencia sufre un proceso de extensión, el Promontorio Balear se ve expuesto a un proceso de compresión alpina que comienza en el Mioceno superior y termina en el Serravalliense (Maillard y Mauffret, 2013). Así, el margen catalán y el margen del Ebro son sistemas extensos de *horst* y *grabens* limitados por fallas de dirección ENE-OSO a N-S (Maillard y Mauffret, 1999) y el Promontorio Balear y el canal de Ibiza son una extensión del sistema Bético, caracterizado por pliegues y cabalgamientos en dirección noroeste (Sàbat et al., 1997). En la actualidad, si bien los dos márgenes son de tipo pasivo, algunas de las fallas que configuran el sistema de horsts y grabens permanecen activas (Perea, 2006).

La subsidencia térmica *post-rifting* que empezó en el Mioceno intermedio y continúa hasta la actualidad (Roca y Desegaulx, 1992), ha permitido la acomodación de espesos paquetes sedimentarios (Clavell y Berastegui, 1991). Inicialmente, durante el Mioceno inferior y Mioceno medio las secuencias continentales y marinas de aguas poco profundas rellenaron las depresiones estructurales (Dañobeitia et al., 1990). Posteriormente, durante el Mioceno superior (Messiniense) el Mediterráneo quedó aislado del océano Atlántico (Hsü et al., 1973) lo que conllevó el depósito de potentes secuencias evaporíticas en la cuenca profunda y la formación de inconformidades sobre los márgenes continentales (Maillard et al., 2006). Finalmente, sobre estas secuencias y las inconformidades, se depositaron más de 2 km de secuencias Plio-Cuaternarias (Maillard et al., 1992) durante pulsaciones de transgresión y regresión marinas. En este periodo, el margen peninsular recibió un gran aporte detrítico de los ríos peninsulares. El gran aporte sedimentario proporcionado por el río Ebro, le confirió al margen del Ebro su extensa plataforma, de carácter marcadamente progradante (Nelson y Maldonado, 1990). Por lo contrario, el margen balear es de composición principalmente carbonatada, coadyuvada por la ausencia de cursos fluviales destacables en las islas (Canals y Ballesteros, 1997).

1.3.3. FUENTES TSUNAMIGÉNICAS

De las fuentes tsunamigénicas mencionadas en el apartado 1.2.1, en los escenarios de riesgo para el mar Catalano-Balear se contemplan las fuentes de tipo sísmico y los deslizamientos submarinos, que se detallan a continuación. Por otro lado, en el área de estudio hay estructuras volcánicas

relacionadas con los procesos de expansión del surco de Valencia. Estas estructuras incluyen tanto los numerosos montes submarinos de las zonas más profundas de la cuenca (Martí et al., 1992), como los edificios volcánicos parcialmente emergidos que conforman las Islas Columbretes, en la parte sur de la plataforma del Ebro (Martí et al., 1992; Maillard y Mauffret 1993; Muñoz et al., 2005). En la actualidad estas estructuras son inactivas, estando las últimas erupciones en las Islas Columbretes datadas en 0,3 a 0,2 Ma (Aparicio et al., 1991), y por tanto no se consideran en esta Tesis como fuentes tsunamigénicas.

1.3.3.1. SISMICIDAD

El mar Catalano-Balear presenta una sismicidad relativamente reducida y de baja magnitud, característica de contextos de intraplaca (Vannucci et al., 2004; Perea et al., 2006) (Fig. 1.13). No existe un registro histórico de terremotos con una magnitud suficiente para generar tsunamis, ni de

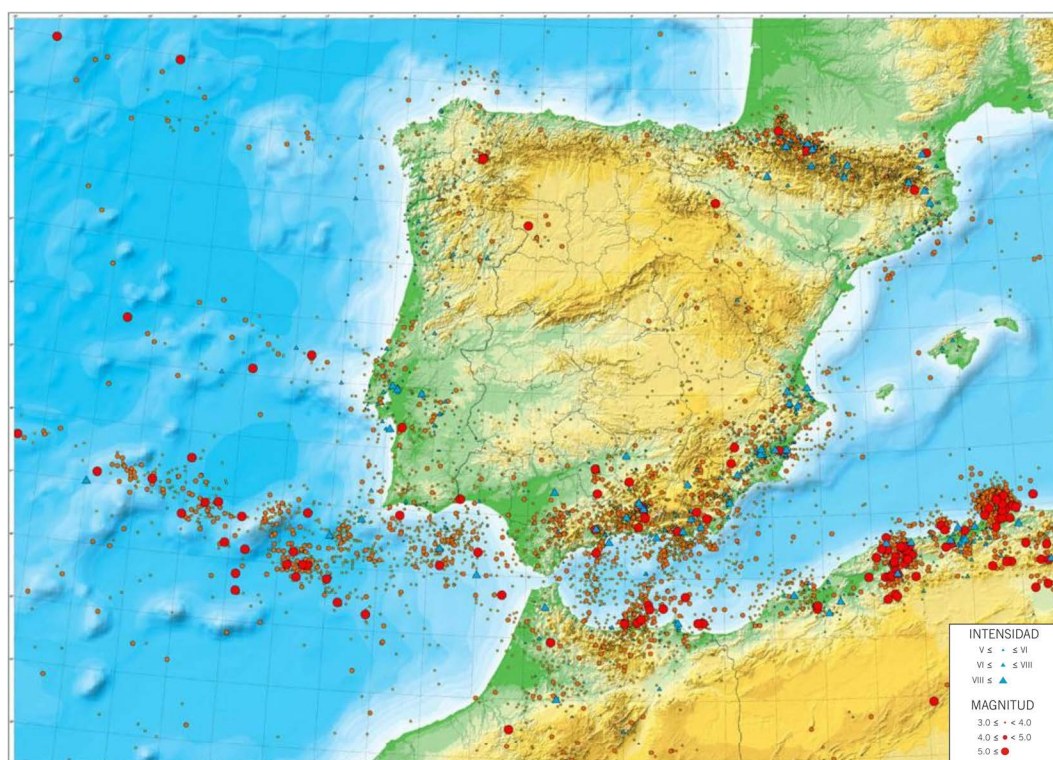


Fig. 1.13. Localización y magnitud (o intensidad) de terremotos desde el año 1048 hasta el año 2003. La información sísmica proviene de la base de datos del Instituto Geográfico Nacional actualizada al año 2003. Los epicentros del periodo histórico entre los años 1048 y 1919 están representados mediante valores de intensidad sísmica, mientras que los correspondientes al periodo instrumental 1920-2003, se representan por valores de magnitud (IGN, 2003).

tsunamis inducidos por terremotos producidos en esta región (IGN, 2003; IGN, 2015). No obstante, existen estudios paleosismológicos que indican la presencia de fallas extensivas neógenas activas (Perea et al., 2006). Entre ellas, Perea (2006) ha estimado que la falla nororiental del Golfo de Rosas (próxima al cabo de Creus) podría generar terremotos de hasta 7,3 Mw; las fallas asociadas a la fosa de Amposta, al sur del delta del Ebro, terremotos de entre 6,5 – 7,1 Mw; y al sur de Valencia las fallas de cabo Cullera y Columbretes, terremotos de hasta 7,1 y 6,2 Mw. Pese a que el análisis de las fuentes sísmicas no se recoge en los objetivos planteados en esta Tesis Doctoral, sí se considera necesario un estudio en profundidad de la capacidad tsunamigénica que podrían tener los posibles terremotos asociados a estas fallas. Sin embargo, en el último milenio esta región no ha presentado sismicidad relevante que haya tenido carácter tsunamigénico, y por tanto no está considerada dentro de las zonas tsunamigénicas del Mediterráneo (Fig. 1.14).

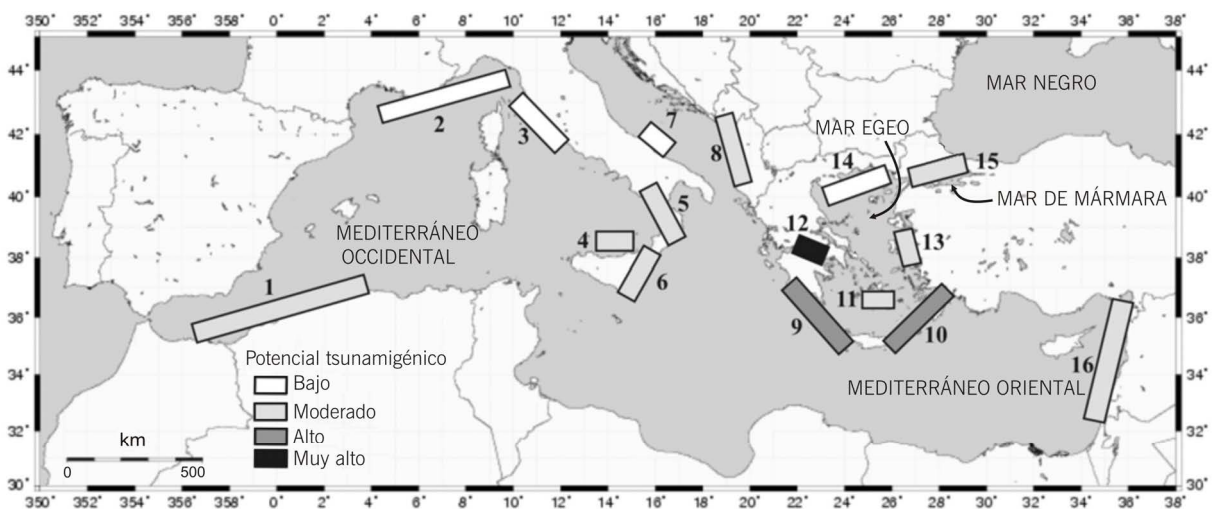


Fig. 1.14. Zonas tsunamigénicas del mar Mediterráneo clasificadas de forma correlativa en función de la frecuencia de ocurrencia e intensidad de tsunamis: 1 = Mar de Alborán y norte de Argelia, 2 = Liguria y Costa Azul, 3 = Toscana, 4 = Calabria, 5 = Islas Eolias, 6 = Estrecho de Mesina, 7 = Promontorio de Gargano, 8 = Sureste del mar Adriático, 9 = Arco Helénico occidental, 10 = Arco Helénico oriental, 11 = Cícladas, 12 = Golfo de Corintio, 13 = Mar Egeo occidental, 14 = Mar Egeo septentrional, 15 = Mar de Mármara, 16 = Mar de Levante. Modificada de Papadopoulos y Fokaefs (2005).

No obstante, fuera del área de estudio existen zonas sísmicamente más activas en las que en tiempos históricos ha habido generación de tsunamis que se han propagado e impactado en el área de estudio. La principal zona activa es el margen del norte de África, de tipo activo, resultado de la convergencia entre las placas africana y euroasiática a un ritmo de $\sim 5,1$ mm al año en dirección noroeste (Nocquet y Calais, 2004). Domzig et al. (2006) sugirieron que hasta un 50% de la

deformación a lo largo del límite de placa se acumula en la parte sumergida del margen, ya que la convergencia en el Rif y el Tell Atlas sólo refleja valores de entre 1 y 2,3 mm al año (Morel y Meghraoui, 1996). De hecho, el catálogo de sismicidad de esta región (Ayadi y Bezzeghoud, 2014) incluye numerosos terremotos de magnitud >4 M cuyos epicentros están localizados aguas afuera de la costa norteafricana (Fig. 1.15). La sismicidad se concentra especialmente en el margen argelino, donde, por ejemplo, tuvo lugar el terremoto de Zemmouri del 21 de mayo de 2003 de 6,8 Mw (Belabbes et al., 2009) (Fig. 1.15) que generó un tsunami que alcanzó las costas de Baleares, y otros eventos históricos (cf. aptdo. 1.3.4).

Además del margen argelino, en el marco del proyecto europeo TRANSFER se analizaron otras posibles áreas sismogénicas, como el mar de Alborán, concluyéndose que las fuentes que conllevan un mayor peligro de tsunami para las costas del mar Catalano-Balear son las localizadas en la zona argelina descrita, pues su orientación la hace especialmente sensible para el archipiélago balear (Álvarez-Gómez et al., 2011). En el mar de Liguria se han producido dos tsunamis inducidos por sendos terremotos, en 1564 y 1887 (Eva y Rabinovich, 1997; Larroque et al., 2012), aunque únicamente de efectos locales en las costas más próximas a los epicentros (zona 2 en la Fig. 1.14).

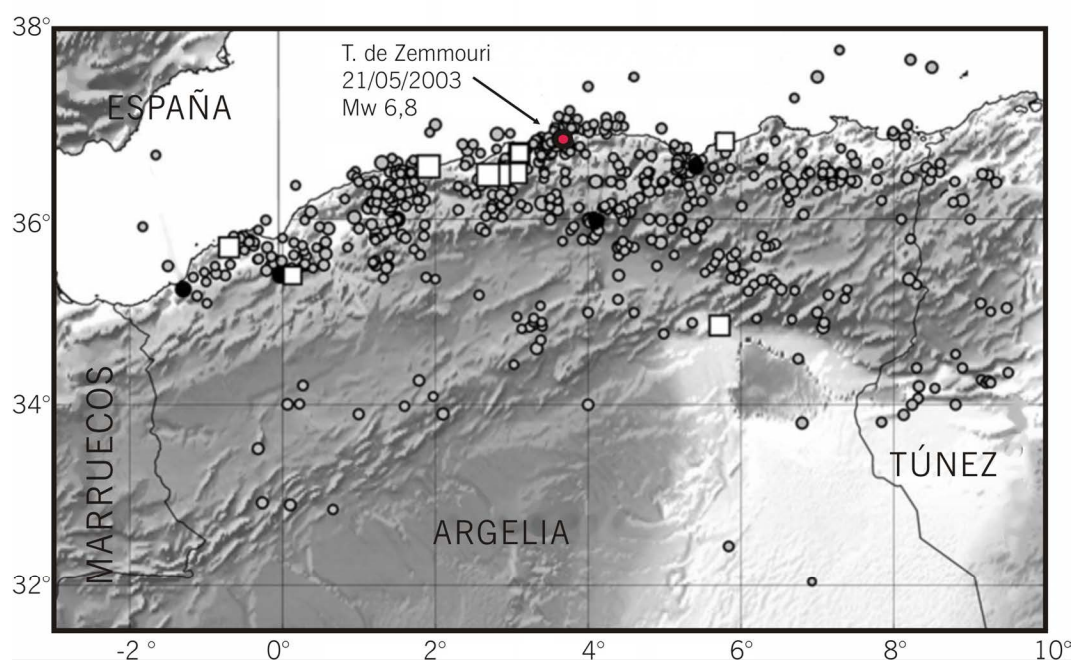


Fig. 1.15. Sismicidad histórica del norte de Argelia considerando eventos >4 M. Los círculos representan epicentros de terremotos ocurridos entre 1900 y 2013. Los cuadrados indican los registrados entre 1365 y 1900 (Ayadi y Bezzeghoud, 2014). Se indica también la localización del terremoto de Zemmouri de 2003.

1.3.3.2. DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS

En el área de estudio se han identificado diversos depósitos de deslizamientos submarinos, de manera que se considera que estos fenómenos son relativamente comunes en la misma (Lastras et al., 2007) (Fig. 1.16), aunque no existen datos ni estudios que evalúen su capacidad tsunamigénica. Determinar la capacidad tsunamigénica que tuvo un deslizamiento submarino en base a la situación y a las características de su depósito es cuanto menos arriesgado; no obstante, algunas de sus características permiten evaluar preliminarmente dicho carácter (cf. aptdo. 1.2.1.2). De acuerdo con esta idea, el deslizamiento con mayor potencial tsunamigénico en el área de estudio es el deslizamiento BIG'95, situado en el talud del Ebro (Fig. 1.16). Este deslizamiento fue descrito parcialmente por Field y Gardner (1990) y posteriormente en su totalidad por Lastras et al. (2002). Le siguen los deslizamientos del noroeste de Ibiza (Acosta et al., 2003; Vansteenberghe, 2013), los deslizamientos del canal de Mallorca y norte de la isla descritos por Acosta et al. (2003; 2004), y el deslizamiento de Torreblanca (Casas et al., 2003) (Fig. 1.16). A parte de estos deslizamientos de mayor tamaño y relativamente poca profundidad, existe un gran número de deslizamientos menores en el margen del Ebro, el margen catalán, el canal de Mallorca y el canal de Ibiza (Lastras et al., 2007) (Fig. 1.16).

En esta Tesis se estudia el potencial tsunamigénico de los deslizamientos BIG'95 y de los cuatro deslizamientos en el canal de Ibiza, identificados con límites más gruesos en la Figura 1.16. El análisis de estos cinco deslizamientos submarinos permite plantear el potencial que podrían tener el resto de deslizamientos identificados, y también la capacidad tsunamigénica de deslizamientos de proporciones equivalentes que pudieran afectar en un futuro las mismas u otras zonas de los márgenes del mar Catalano-Balear. Además, los deslizamientos del canal de Ibiza conceden la oportunidad de plantear un escenario realista en el que una sección de un margen continental colapsa en forma de diversos deslizamientos sincrónicos, y analizar sus posibles consecuencias. Por otro lado, en base al estudio de estos cinco deslizamientos se pueden evaluar las diferencias en la capacidad tsunamigénica impuestas por el tipo de deslizamiento, ya que el deslizamiento BIG'95 se trata de un flujo de derrubios frontalmente emergente, mientras que los deslizamientos de Ibiza son deslizamientos *s.s.* y están frontalmente confinados (*sensu* Frey-Martínez et al., 2006). A continuación se introducen brevemente características de los cinco deslizamientos objeto de estudio, que serán descritos en mayor profundidad en el capítulo 2.

El deslizamiento BIG'95, considerado un flujo de derrubios o *debris flow* dadas sus características morfológicas y sedimentológicas, afectó un área de ~ 2200 km² del margen continental del Ebro (Lastras et al., 2002). El depósito resultante cubre un área de ~ 2000 km² del talud y el glacis continental entre 600 y 1230 m de profundidad con un volumen estimado de 26 km³ de sedimento

removilizado (Lastras et al., 2004b). Es, por tanto, el mayor deslizamiento identificado en el mar Catalano-Balear y uno de los más extensos y voluminosos del Mediterráneo occidental, después de la megaturbidita de la llanura abisal balear (Rothwell et al., 1998; 2000) y los deslizamientos del golfo de León (Droz, 1985; Droz et al., 2001). El deslizamiento tuvo lugar hace $\sim 11,5$ ka (Lastras et al., 2002). La zona afectada por el deslizamiento ha sido dividida en cuatro áreas de acuerdo con sus características (Lastras et al., 2004b; 2005): el área fuente, donde se encuentran la cicatriz principal y las secundarias; el área deposicional proximal, que representa el depocentro del depósito; el área deposicional intermedia, donde se depositaron grandes bloques de sedimento cohesivo; y el área deposicional distal. A esta parte más distal llegó el sedimento más móvil y menos cohesivo, alcanzado y colmatando parcialmente el curso superior del canal de Valencia, a unos 110 km de distancia de la cicatriz principal.

Como factor preconditionante del deslizamiento, se ha descrito un incremento de la pendiente en este sector del margen por la presencia de un domo volcánico bajo la cicatriz principal, que pudo haber dado lugar a una compactación diferencial en la parte superior del talud. Un terremoto con un hipocentro localizado en alguna de las fallas asociadas al domo volcánico (Urgeles et al., 2006), o la falla principal de la fosa de Amposta (Perea et al., 2006) pudieron haber desencadenado finalmente el deslizamiento.

Los cuatro deslizamientos de Ibiza, denominados deslizamientos de Ana, Joan, Nuna y Jersi (Lastras et al., 2004a), se encuentran entre 600 y 900 m de profundidad, alineados a lo largo del margen balear del canal de Ibiza, cuyo talud no sobrepasa los 3° de pendiente. Los cuatro deslizamientos comparten la misma superficie basal, un reflector guía de gran amplitud identificable en todo el margen, y que indica probablemente una capa débil. El origen de los deslizamientos aparece ligado a esta capa débil que, junto con la presencia de fluidos en el sedimento (Lastras et al., 2004a; Berndt et al., 2012; Lafuerza et al., 2012; Panieri et al., 2012), habrían actuado como preconditionantes de la ruptura. No obstante, Lafuerza et al. (2012) también sugieren que un terremoto de $5 M_w$ (con epicentro a una distancia de 1 km) o de $7 \geq M_w \geq 5$ (con epicentro a una distancia de ≤ 15 km) pudo haber sido el mecanismo desencadenante del deslizamiento de Ana. Dada la escasa distancia entre estos deslizamientos, el mismo terremoto podría haber desencadenado los cuatro deslizamientos simultáneamente.

El deslizamiento de Ana es el situado más al sur de los cuatro y ocupa una extensión de 6 km^2 , entre 635 m y 815 m de profundidad (Lastras et al., 2004a), con un volumen de $0,1 \text{ km}^3$ (Berndt et al., 2012). El deslizamiento de Joan, situado 2,5 km al norte del anterior, tiene una extensión de 16 km^2 desde la cicatriz situada a 600 m de profundidad hasta el pie del depósito a 870 m. Afectó a un volumen de sedimento de $0,4 \text{ km}^3$, pero su lóbulo deposicional apenas es apreciable en la batimetría (Lastras et al., 2004a), ya que rellena una depresión generada por una falla de

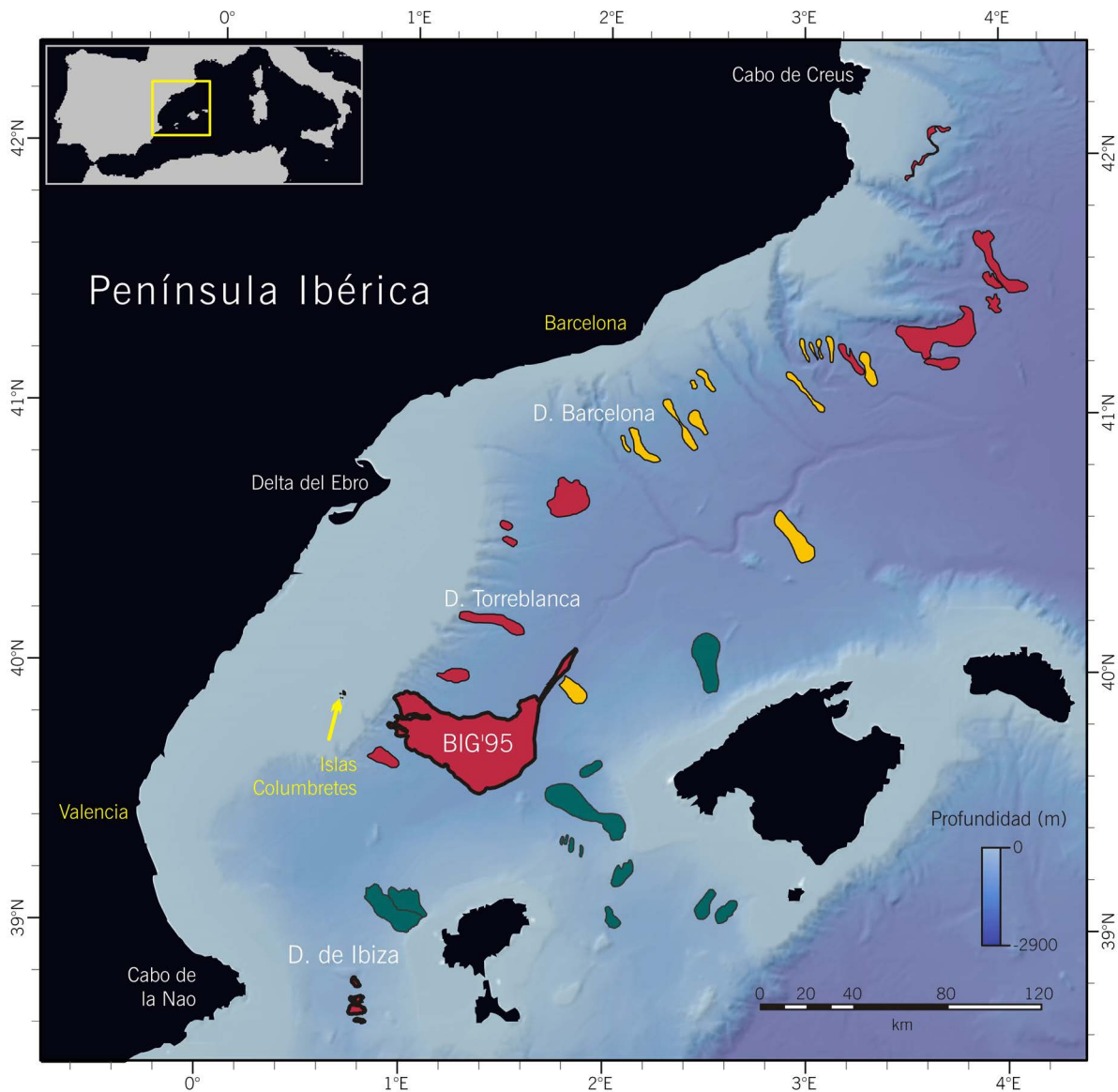


Fig. 1.16. Localización de los deslizamientos submarinos identificados en el mar Catalano-Balear (Lastras et al., 2007, y referencias que incluye). En amarillo se representan los deslizamientos enterrados, como los deslizamientos de Barcelona. En rojo, se representan los deslizamientos que afectan al recubrimiento más superficial, y que son por tanto los más recientes. En verde, se representan los deslizamientos descritos por Acosta et al. (2001; 2003; 2004). Los deslizamientos analizados en esta Tesis se representan con límites más gruesos.

orientación N-S. El depósito del deslizamiento de Nuna, tan solo 1 km al norte del anterior, tiene 10,3 km² de extensión y 0,41 km³ de volumen (Lastras et al., 2004a). La cicatriz está a 675 m de profundidad, y el depósito está constituido por dos lóbulos deposicionales al pie del deslizamiento, extendiéndose el mayor de ellos hasta los 860 m de profundidad. El deslizamiento más septentrional de los cuatro es el de Jersi, que ocupa un área de 7,9 km² y se extiende desde los 755 hasta los

910 m de profundidad (Lastras et al., 2004a). El depósito tiene un volumen de $0,19 \text{ km}^3$ rellenando la parte más profunda del canal de Ibiza, en la falda sur del monte submarino de Xàbia (Lastras et al., 2004a). La dirección de avance del deslizamiento, en sentido noroeste, difiere de los otros tres deslizamientos, que descendieron en sentido oeste siguiendo la máxima pendiente del margen.

1.3.4. TSUNAMIS HISTÓRICOS

Las costas bañadas por el mar Catalano-Balear, y por extensión, también las costas de las islas Baleares, tienen un registro histórico muy escaso de impactos de tsunamis, poco comparable con áreas más activas en el mismo mar Mediterráneo, como el mar Tirreno y el mar Jónico (67 tsunamis catalogados desde el año 79 e.c.; Tinti et al., 2004, y referencias que incluye), o el mar Egeo y el mar de Mármara (86 tsunamis desde el año 426 a.e.c.; Papadopoulos y Fokaefs, 2005, y referencias que incluye) o, al otro lado del estrecho de Gibraltar, el Golfo de Cádiz y las costas sudoccidentales de la Península Ibérica (*e.g.* tsunami de Lisboa de 1755; Baptista et al., 1998). El caso paradigmático para el área de estudio es el del tsunami de Baleares de 2003. Dicho tsunami fue generado por un terremoto de $6,8 M_w$ ocurrido a las 18:44 UTC frente a la costa de la provincia argelina de Zemmouri el 21 de mayo de 2003 (Alasset et al., 2006), y que provocó un gran número de víctimas mortales y daños materiales en la zona. El tsunami se propagó principalmente en dirección nor-noroeste (Alasset et al., 2006; Sahal et al., 2009), directamente focalizado hacia las costas de las Baleares, aunque también fue registrado en los mareógrafos de los puertos de Valencia (0,52 m) y Málaga (1,86 m) (Vich y Monserrat, 2009), e incluso en Niza (0,1 m) y Génova ($<0,1$ m) (Alasset et al., 2006). Fue en las Baleares donde sus consecuencias fueron más considerables, registrándose amplitudes máximas de 2,01 m en el puerto de Sant Antoni de Ibiza y de 1,16 m en el puerto de Palma (Vich y Monserrat, 2009). Aunque afortunadamente no causó ninguna víctima mortal, seguramente por la época del año y la hora en que tuvo lugar, al menos 150 embarcaciones fueron gravemente dañadas o hundidas, mayoritariamente en los puertos de Sant Antoni y de Maó (Fig. 1.17). El tsunami destrozó además varios pantalanes en estos mismos puertos y dañó 15 vehículos. Algunas carreteras fueron inundadas y tuvieron que ser cortadas al tráfico. También quedaron inundadas algunas viviendas y un restaurante en Porto Cristo (Belt, 2003).

En 1856, un terremoto con epicentro en la zona de Djijelli, Argelia, generó un tsunami que afectó localmente a las costas adyacentes Argelia, con una altura de ola de hasta 1,5 m en el puerto de Djijelli (Harbi et al., 1999, 2011; Papadopoulos, 2005; Yelles-Chaouche et al., 2009). Roger y Hébert (2008) modelizaron dicho tsunami y concluyeron que las costas de Baleares probablemente también se vieron afectadas por dicho evento, alcanzándose en algunos puertos los 0,5 m de altura de ola. No obstante, no existen observaciones ni registros de dicho tsunami, a excepción de un



Fig. 1.17. Noticia de la versión digital del periódico El Mundo del jueves 22 de mayo de 2003, sección local de Baleares, en la que se recogen algunos de los efectos del tsunami. <http://www.elmundo.es/elmundo/2003/05/22/sociedad/1053590416.html>

registro del puerto de Maó (Rothé, 1950) que podría estar en verdad relacionado con una tormenta (Roger y Hébert, 2008).

Previamente, en 1365, un terremoto de magnitud 7,2 M_w destruyó la ciudad de Argel, la cual, según las crónicas, se vio inundada por el mar poco después (Ayadi y Bezzeghoud, 2014). Estos hechos apuntan a que dicho terremoto tuvo carácter tsunamigénico, sin embargo se desconoce si las olas alcanzaron las costas del mar Catalano-Balear. En el catálogo de tsunamis de Soloviev et al. (2000) figuran además tres terremotos tsunamigénicos con epicentro en el norte de Argelia acaecidos en los años 1773, 1954 y 1980.

Más allá del registro histórico, otro tipo de evidencias, de carácter geológico, son indicativas de eventos extremos relacionados con la ocurrencia de tsunamis (Shiki y Yamazaki, 1996; Shiki et al., 2000). Así, a lo largo de la costa suroccidental de la isla de Mallorca, entre el cabo Ses Salines y la Colònia de Sant Jordi, se han identificado campos de grandes bloques de roca de hasta 23 m dispuestos de forma imbricada sobre acantilados que se alzan en algunos casos hasta 8 m sobre el nivel del mar, descritos por Scheffers y Kelletat (2003) como depósitos de tsunami. La configuración imbricada de estos bloques es necesariamente el resultado de un flujo altamente energético en dirección a tierra (Fig. 1.18).

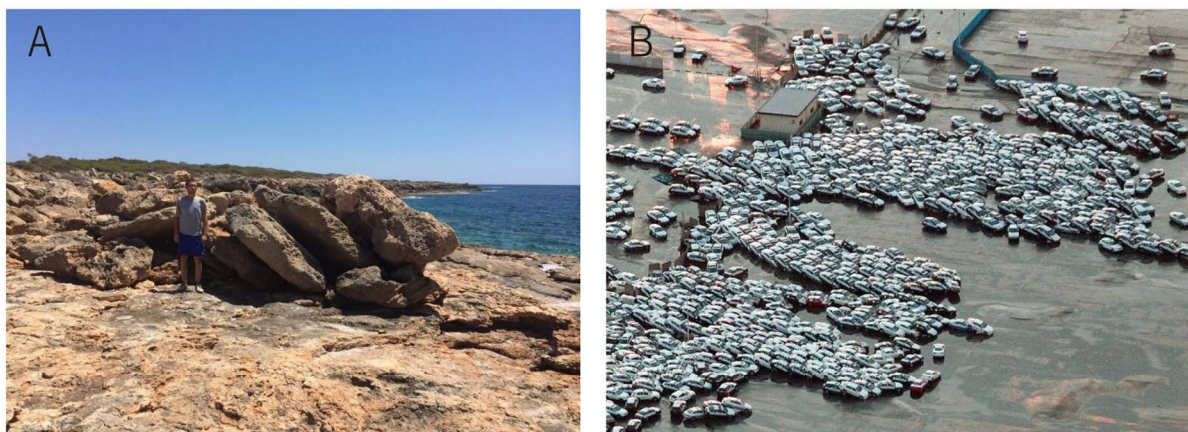


Fig. 1.18. A. Bloques imbricados en cabo Ses Salines, Mallorca, interpretados como tsunamitas por Scheffers y Kelletat (2003). B. Coches imbricados en un parque automovilístico de la provincia de Hitachinaka tras el tsunami de Tohoku de 2011.

Aunque se han descrito tanto tsunamis históricos (Goff et al., 2006; Goto et al., 2007; Paris et al., 2010) como paleotsunamis (Jones y Hunter, 1992; Bryant et al., 1996, 1997; Nott, 1997; Goff et al., 2011) que han dado lugar a este tipo de depósitos, los grandes temporales marinos también pueden ser responsables de la generación de depósitos de esta naturaleza, aunque es necesario que las olas de temporal sean hasta un 25% mayores que las requeridas para un tsunami (Nott, 2003). La distinción entre los dos posibles orígenes, y por tanto la definición de dichos depósitos como tsunamitas o tempestitas, es una tarea compleja, y existe cierta controversia al respecto ya que ambos depósitos poseen las mismas características deposicionales (Shanmugam, 2006). Cabe indicar que si se comparan fotografías aéreas de la zona comprendida entre cabo Ses Salines y Colònia Sant Jordi obtenidas en los vuelos fotogramétricos de 1989-1991 y de 2012 (véase <http://fototeca.cnig.es/>), no se aprecian cambios en la disposición de los bloques. Sin embargo, bloques similares cartografiados en las costas de Menorca han sido descritos como tempestitas por Gómez-Pujol y Roig-Munar (2014).

1.4. DATOS

Para alcanzar los objetivos de esta Tesis, se han utilizado principalmente dos tipos de datos geofísicos: batimetría de multihaz y perfiles de sísmica de reflexión, obtenidos durante una serie de campañas oceanográficas llevadas a cabo en las últimas dos décadas, la mayoría bajo la responsabilidad del GRC Geociències Marines de la Universitat de Barcelona. A continuación, se resumen las técnicas que permiten obtener estos tipos de datos y se enumeran las campañas realizadas.

1.4.1. BATIMETRÍA DE MULTHAZ

La batimetría de multihaz es una técnica acústica que permite obtener un recubrimiento batimétrico completo de una zona determinada, basada en la transmisión de un abanico de haces con un pequeño ángulo de apertura individual (1° - 3°), en dirección perpendicular al avance del buque y en la recepción de la subsiguiente onda reflejada en el lecho marino. La ecosonda de multihaz (en inglés *multibeam echo-sounder*) está integrada por (1) el transductor o transductores, que se encargan de la transmisión y recepción de las ondas acústicas, generalmente instalados en el casco del buque, aunque también pueden ser portátiles o ser instalados en vehículos submarinos; (2) sensores de velocidad, que determinan el perfil de velocidad de propagación del sonido en la columna agua; (3) un sistema de posicionamiento, generalmente GPS diferencial, que permite conocer con precisión la posición del buque en todo momento; (4) un sensor de movimiento inercial, que registra la actitud del buque de manera continua; y (5) una unidad de control y operación. La profundidad del fondo marino se calcula a partir del tiempo de ida y vuelta de cada haz, transformado en profundidad considerando la velocidad del sonido en el agua y la oblicuidad del haz. La posición horizontal y vertical de cada haz en el fondo marino se obtiene a partir del posicionamiento por GPS diferencial ajustado por los sensores de movimiento del buque de acuerdo con la configuración geométrica del conjunto de haces. Además de la profundidad, la intensidad de la señal que retorna al transductor, o intensidad de retrodifusión (en inglés, *backscatter*) proporciona información sobre la naturaleza del fondo (Mitchell y Hughes Clarke, 1994; Hughes Clarke et al., 1996).

Los datos adquiridos mediante ecosonda de multihaz son generalmente procesados con software específico que permite eliminar mediciones erróneas y artefactos estáticos, y llevar a cabo correcciones de marea, entre otros aspectos, y generar finalmente mallas regulares de datos (en inglés, *grid*) que representan Modelos Digitales del Terreno (MDT). Estas mallas de datos pueden tener tanto un formato ASCII como ser ficheros binarios propios de programas informáticos específicos, y permiten realizar diversos análisis espaciales de la superficie tales como la

determinación de pendientes, índice de aspecto, rugosidad, cálculo de perfiles topográficos o representaciones 3D. Así, esta técnica de cartografiado permite identificar las morfologías de cicatrices y lóbulos deposicionales característicos de los deslizamientos submarinos. Como se explica en los apartados anteriores, los datos de profundidad son necesarios también para modelizar la propagación de las ondas de tsunami.

En esta Tesis se han utilizados datos de batimetría de multihaz obtenidos durante las campañas oceanográficas que se detallan en la Tabla 1.5, llevadas a cabo en diferentes buques y con ecosondas de multihaz de diferentes especificaciones dependiendo de las profundidades a cartografiar. En las zonas para las que no se disponía de datos de batimetría de multihaz, se han utilizado datos batimétricos de menor resolución proporcionados por el Instituto Español de Oceanografía.

Una vez procesados los datos de multihaz utilizados en esta Tesis, han sido tratados, con distintos fines, mediante los programas ArcGIS de Environmental Systems Research Institute (ESRI), Mirone (desarrollado por Luis, 2007), Surfer de Golden Software y Matlab de MathWorks.

Campaña	Año	Buque	Responsable	Modelo de ecosonda	Datos utilizados en
BIG'95	1995	<i>BIO Hespérides</i>	GRCGM-UB	EM12S	Apdos. 2.1/ 2.2
CALMAR	1997	<i>RV L'Atalante</i>	IFREMER/GRCGM-UB	EM12D	Apdo. 2.1
MATER-2	1999	<i>BIO Hespérides</i>	GRCGM-UB	EM1002S	Apdo. 2.1
ZEE-Baleares	1995-2002	<i>BIO Hespérides</i>	IEO	EM12S/EM1000	Apdos. 2.1 /2.2
Marinada	2002	<i>BIO Hespérides</i>	GRCGM-UB	EM12S/EM1002S	Apdos. 2.1/2.3
Euroleon	2007	<i>BIO Hespérides</i>	GRCGM-UB	EM120/EM1002S	Apdo. 2.3
Hermesione	2009	<i>BIO Hespérides</i>	GRCGM-UB	EM120/EM1002S	Apdo. 2.2

Tabla 1.5. Campañas oceanográficas durante las que se obtuvieron los datos de batimetría de multihaz utilizados en esta Tesis.

1.4.2. SÍSMICA DE REFLEXIÓN

La sísmica de reflexión es un método de prospección geofísica basado en la generación de ondas acústicas y su propagación en el subsuelo. El registro de las ondas sísmicas reflejadas en los niveles

(reflectores) donde se producen cambios de impedancia acústica permite conocer la configuración geológica del subsuelo. En esta Tesis se han utilizado dos tipos de datos de sismica de reflexión: de muy alta resolución adquiridos mediante la sonda paramétrica *Bottom Parametric Source* de *Bentech Subsea* y su sucesora TOPAS PS-18 de Kongsberg-Simrad durante las campañas BIG'95 y Hermesione, respectivamente; y de sismica 3D, adquiridos durante la campaña CD178 (Tabla 1.6).

Las sondas paramétricas utilizan la intermodulación de dos ondas acústicas de alta frecuencia (18-21,5 kHz) emitidas simultáneamente por un transductor orientable que también actúa como receptor, para obtener un haz acústico estrecho de más baja frecuencia (1-10 kHz). Este mecanismo evita la formación de lóbulos acústicos laterales y es capaz de proporcionar una resolución vertical de hasta 10 cm, aunque con una penetración limitada a unos 150 m en condiciones propicias. Por estas razones, las sondas paramétricas resultan idóneas para el estudio del recubrimiento sedimentario marino superficial. Los registros de alta resolución obtenidos durante la campaña BIG'95 (Lastras et al., 2004b) han sido utilizados para la interpretación de los espesores del recubrimiento sedimentario de morfologías relacionadas con el deslizamiento BIG'95 (cf. aptdo. 1.5.2.1). Los perfiles paramétricos obtenidos durante la campaña Hermesione, que han sido utilizados para el análisis del potencial tsunamigénico de los deslizamientos de Jersi, Nuna y Joan, fueron reprocesados mediante el software TOPAS de Kongsberg-Simrad. Posteriormente, se transformaron los encabezados de los archivos SEGY a coordenadas UTM huso 31N mediante los programas PROJ.4 (Evenden, 1990) y CWP/CSM: Seismic Un*x (Stockwell, 1999), para luego ser importados en un proyecto de Kingdom Suite de Seismic Micro-Technology, que se utilizó para su interpretación.

Los perfiles de sismica de reflexión 3D se adquirieron usando como fuente cañones de aire comprimido de 40 pulgadas cúbicas que generaban una onda acústica de mayor amplitud y menor frecuencia. La recepción de las ondas reflejadas se efectuó mediante un conjunto de once sartas de hidrófonos o flautas desplegadas en paralelo. La geometría del sistema está diseñada para obtener una imagen sísmica tridimensional del subsuelo, denominada cubo o volumen sísmico. Los detalles del sistema de sismica 3D de alta resolución P-Cable, que fue el utilizado durante la campaña CD178 abordo del *RRS Charles Darwin* (Tabla 1.6), pueden encontrarse en Planke et al. (2009). Los datos empleados para esta Tesis consisten en un cubo sísmico de la zona del deslizamiento de Ana ya procesado (Berndt et al., 2012) que cubre una extensión de 10 km².

Campaña	Año	Barco	Responsable	Técnica	Datos utilizados en
BIG'95	1995	<i>BIO Hespérides</i>	GRCGM-UB	BPS	Aptdo. 2.1
CD178	2006	<i>RRS Charles Darwin</i>	NOCS/ GRCGM-UB	P-Cable	Aptdo. 2.2
Hermesione	2009	<i>BIO Hespérides</i>	GRCGM-UB	TOPAS PS-18	Aptdo. 2.2

Tabla 1.6. Campañas oceanográficas durante las que se obtuvieron los datos de sísmica de reflexión utilizados en esta Tesis.

1.5. MÉTODOS

1.5.1. MODELOS NUMÉRICOS

En esta Tesis se han empleado dos modelos numéricos para la simulación de la generación, la propagación y el impacto de tsunamis: el modelo COMCOT, desarrollado por la Universidad de Cornell (Liu et al., 1998), y el modelo Landslide-HySEA, desarrollado por el grupo EDANYA de la Universidad de Málaga (Fernández-Nieto et al., 2012; Macías et al., 2015). A continuación se describen sus características.

1.5.1.1. CORNELL MULTI-GRID COUPLED TSUNAMI (COMCOT)

El modelo COMCOT (acrónimo de *Cornell Multi-grid Coupled Tsunami*) es un modelo no acoplado, basado en las SWE. Está formulado tanto para coordenadas esféricas como para cartesianas. Si bien el uso de las coordenadas esféricas es importante para tsunamis transoceánicos, en los que las coordenadas que se utilizan son latitud y longitud, y donde el efecto de Coriolis es importante, a escalas regionales se pueden usar coordenadas cartesianas, pues la aceleración de Coriolis tiene efectos mucho menores en comparación con las aceleraciones convectivas inerciales (turbulencia del flujo) y la fricción con el fondo, es decir, la no linealidad, más predominante en contextos de márgenes continentales (Liu et al., 1998).

Las ecuaciones de gobierno que usa el modelo son las siguientes:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \left\{ \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} \right\} = - \frac{\partial H}{\partial t} \quad [\text{Ec. 1.2}]$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{P^2}{H} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \frac{P \cdot Q}{H} \right\} + g \cdot H \cdot \frac{\partial \eta}{\partial x} + F_x = 0 \quad [\text{Ec. 1.3}]$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{P \cdot Q}{H} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \frac{Q^2}{H} \right\} + g \cdot H \cdot \frac{\partial \eta}{\partial y} + F_y = 0 \quad [\text{Ec. 1.4}]$$

donde H es la profundidad total de agua $H = \eta + h$, y P y Q denotan los flujos de volumen en las direcciones x e y respectivamente, y ambos son productos de la velocidad en cada dirección (u , v) por la profundidad (h). Es decir,

$$P = h \cdot u \quad [\text{Ec. 1.5}]$$

$$Q = h \cdot v \quad [\text{Ec. 1.6}]$$

F_x y F_y representan los términos de fricción en las direcciones x e y , respectivamente, que se calculan mediante la fórmula de Manning, y que proporcionan los esfuerzos turbulentos:

$$F_x = \frac{g \cdot n^2}{H^3} \cdot P \cdot \sqrt{(P^2 + Q^2)} \quad [\text{Ec. 1.7}]$$

$$F_y = \frac{g \cdot n^2}{H^3} \cdot Q \cdot \sqrt{(P^2 + Q^2)} \quad [\text{Ec. 1.8}]$$

donde n es el coeficiente de rugosidad de Manning.

Estas ecuaciones se resuelven mediante un método de diferencias finitas explícito de salto de rana (Cho, 1995), en el que la superficie libre (η) y los flujos de volumen P y Q en las dos direcciones son discretizados en el espacio y el tiempo y analizados en los límites entre una celda y la adyacente.

El modelo COMCOT permite utilizar mallas anidadas, de tal modo que se pueden obtener datos más precisos en el espacio en una región de interés más reducida sin necesidad de computar toda la malla a la misma resolución, lo cual conllevaría un alto coste computacional. La malla de menor resolución y mayor cobertura suministra las condiciones de contorno a la de más alta resolución. Este modelo, en sus diferentes versiones, se ha usado para modelizar eventos históricos como el tsunami de Algeria de 2003 (Wang y Liu, 2005) el del Índico de 2004 (Wang y Liu, 2006), el de Lisboa de 1755 (Lima et al., 2008), y un gran número de escenarios de tsunamis potenciales (Wu et al., 2008; Koh et al., 2009a, 2009b; Megawati et al., 2009 y Lima et al., 2010, entre otros).

En esta Tesis se ha utilizado este modelo para el estudio del potencial tsunamigénico del deslizamiento BIG'95 (cf. aptdo. 2.1) y para el estudio de la propagación de tsunamis sobre cañones submarinos (cf. aptdo. 2.3), en ambos casos en coordenadas cartesianas. Para el primer estudio, y en general, para la modelización de tsunamis generados por deslizamientos submarinos mediante este modelo, la profundidad h es función del tiempo, ya que durante los primeros minutos de propagación de la onda de tsunami, el deslizamiento submarino se sigue desplazando por el fondo modificando la batimetría. La discretización de esta variación continua de la profundidad, en forma de batimetrías intermedias, debe ser generada a parte (cf. aptdo. 1.5.2.1) y proporcionada como *input* al modelo. Para el estudio del potencial tsunamigénico del deslizamiento BIG'95 se ha utilizado la versión 1.6 en un sistema operativo Windows, mientras que para el estudio de

propagación sobre cañones submarinos se ha usado la versión 1.7 en una distribución de Linux. En esta versión se aprovecha la dispersión inherente en el método numérico, inversamente proporcional a la resolución de la malla, para imitar los efectos de dispersión. Es, por tanto, pseudo-dispersivo. El programa está escrito en lenguaje Fortran 90, y para esta Tesis no se ha realizado ninguna modificación en el código, excepto la eliminación de pausas para la paralelización del cálculo (cf. apdo. 1.5.2.3).

1.5.1.2. LANDSLIDE-HYSEA

El modelo Landslide-HySEA (de sus siglas en inglés *Hyperbolic Systems and Efficient Algorithms*) es un modelo no dispersivo y acoplado basado en las NSWE. Este modelo permite simular deslizamientos submarinos y subaéreos y el desplazamiento que éstos producen en la columna de agua. Es una extensión del modelo 1D desarrollado previamente por Fernández-Nieto et al. (2008) a un dominio 2D, y ha sido validado usando todos los escenarios de referencia obligatorios establecidos por el *National Tsunami Mitigation Program* de la NOAA. El modelo matemático consiste en dos sistemas de ecuaciones acopladas: las que describen el deslizamiento como una capa granular usando las ecuaciones de Savage-Hutter (Savage y Hutter, 1989), y las que describen la dinámica de la columna de agua, a partir de las ecuaciones no lineales de aguas someras. En este modelo las ecuaciones funcionan conjuntamente, de tal manera que una variación en cualquiera de las dos fases (sedimento o agua) tiene consecuencias en la otra (Macías et al., 2015).

La modelización del deslizamiento se describe en base a tres capas (Fig. 1.19): (1) una capa fija, no erosionable, definida por una superficie de profundidad H ; (2) la masa deslizada, que se desplaza como una capa granular sobre la superficie H , y tiene un espesor h_2 , y cuyas propiedades se

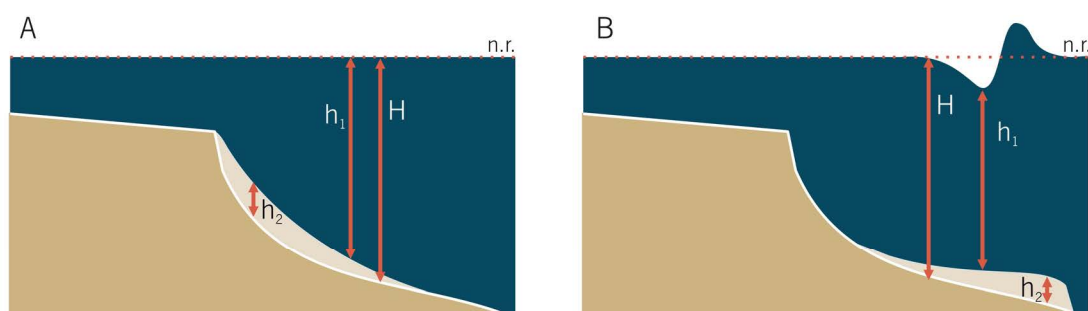


Fig. 1.19. Esquema del modelo numérico de un deslizamiento submarino de tipo Savage-Hutter. (A) Espesor de las tres capas antes de producirse el deslizamiento, cuando la superficie libre coincide en todos los puntos con el nivel de referencia. (B) Espesor de las tres capas en diferentes puntos mientras se produce el deslizamiento. n.r.: nivel de referencia.

describen mediante el ángulo de fricción interna (ángulo de Coulomb) y su densidad; y (3) la columna de agua, definida por su densidad, y cuyo espesor h_1 es igual a H en las zonas en las que no existe la capa granular y la superficie libre es el nivel de referencia.

La localización, el espesor de las dos capas superiores y la profundidad de la capa fija (Fig. 1.19) deben ser proporcionadas al modelo. A la capa granular, además, se le puede otorgar una velocidad inicial.

Las ecuaciones de gobierno que usa el modelo son las siguientes:

$$\frac{\partial h_1}{\partial t} + \frac{\partial q_{1,x}}{\partial x} + \frac{\partial q_{1,y}}{\partial y} = 0 \quad [\text{Ec. 1.9}]$$

$$\frac{\partial q_{1,x}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_{1,x}^2}{h_1} + \frac{g}{2} h_1^2 \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q_{1,x} q_{1,y}}{h_1} \right) = -gh_1 + \frac{\partial h_2}{\partial x} + gh_1 \frac{\partial H}{\partial x} + S_{f_1}(W) \quad [\text{Ec. 1.10}]$$

$$\frac{\partial q_{1,y}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_{1,x} q_{1,y}}{h_1} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q_{1,y}^2}{h_1} + \frac{g}{2} h_1^2 \right) = -gh_1 + \frac{\partial h_2}{\partial x} + gh_1 \frac{\partial H}{\partial x} + S_{f_2}(W) \quad [\text{Ec. 1.11}]$$

$$\frac{\partial h_2}{\partial t} + \frac{\partial q_{2,x}}{\partial x} + \frac{\partial q_{2,y}}{\partial y} = 0 \quad [\text{Ec. 1.12}]$$

$$\frac{\partial q_{2,x}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_{2,x}^2}{h_2} + \frac{g}{2} h_2^2 \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q_{2,x} q_{2,y}}{h_2} \right) = -grh_1 + \frac{\partial h_1}{\partial x} + gh_2 \frac{\partial H}{\partial x} + S_{f_3}(W) + \tau_x \quad [\text{Ec. 1.13}]$$

$$\frac{\partial q_{2,y}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_{2,x} q_{2,y}}{h_2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q_{2,y}^2}{h_2} + \frac{g}{2} h_2^2 \right) = -grh_2 + \frac{\partial h_1}{\partial y} + gh_2 \frac{\partial H}{\partial y} + S_{f_4}(W) + \tau_y \quad [\text{Ec. 1.14}]$$

En estas ecuaciones, el subíndice 1 corresponde a la capa superior (columna de agua), y el subíndice 2 a la capa granular. Así, $h_i(x,y,t)$ es el espesor de la capa superior ($i=1$) o granular ($i=2$) en cada punto (x,y) en un tiempo t ; g es la aceleración de la gravedad, y r el ratio entre la densidad del agua ρ_1 y la densidad de la capa granular ρ_2 . $H(x,y)$ es la profundidad de la capa fija y $q_i(x,y,t)$ es la descarga o caudal y está relacionada con la velocidad media según la ecuación

$$u_i(x,y,t) = \frac{q_i(x,y,t)}{h_i(x,y,t)} \quad [\text{Ec. 1.15}]$$

Los términos $S_{f_i}(W)$ describen los diferentes efectos de la fricción dinámica, mientras $\tau = (\tau_x, \tau_y)$ corresponde con el término estático de la fricción de Coulomb. Los términos S_{f_i} se definen como

$$S_{f_1}(W) = S_{c_x}(W) + S_{a_x}(W) \quad [\text{Ec. 1.16}]$$

$$S_{f_2}(W) = S_{c_y}(W) + S_{a_y}(W) \quad [\text{Ec. 1.17}]$$

$$S_{f_3}(W) = -rS_{c_x}(W) + S_{b_x}(W) \quad [\text{Ec. 1.18}]$$

$$S_{f_3}(W) = -rS_{c_y}(W) + S_{b_y}(W) \quad [\text{Ec. 1.19}]$$

donde $S_c(W) = (S_{c_x}(W), S_{c_y}(W))$ parametrizan la fricción entre la columna de agua y la capa granular y se definen como:

$$\begin{cases} S_{c_x}(W) = m_f \frac{h_1 h_2}{h_2 + r h_1} (u_{2,x} - u_{1,x}) \| u_2 - u_1 \| \\ S_{c_y}(W) = m_f \frac{h_1 h_2}{h_2 + r h_1} (u_{2,y} - u_{1,y}) \| u_2 - u_1 \| \end{cases} \quad [\text{Ec. 1.20}]$$

siendo m_f una constante positiva.

$S_a(W) = (S_{a_x}(W), S_{a_y}(W))$ parametriza la fricción entre el agua y la capa fija en los puntos donde no está presente la capa granular, y se define por la ley de fricción de Manning,

$$\begin{cases} S_{a_x}(W) = -g h_1 \frac{n_1^2}{h_1^{4/3}} u_{1,x} \| u_1 \| \\ S_{a_y}(W) = -g h_1 \frac{n_1^2}{h_1^{4/3}} u_{1,y} \| u_1 \| \end{cases} \quad [\text{Ec. 1.21}]$$

donde $n_1 > 0$ es el coeficiente de Manning entre el agua y la capa fija.

$S_b(W) = (S_{b_x}(W), S_{b_y}(W))$ parametriza la fricción dinámica entre la capa granular y la capa fija, y al igual que en caso anterior se define por la ley de fricción de Manning,

$$\begin{cases} S_{b_x}(W) = -g h_2 \frac{n_1^2}{h_2^{4/3}} u_{2,x} \| u_2 \| \\ S_{b_y}(W) = -g h_2 \frac{n_1^2}{h_2^{4/3}} u_{2,y} \| u_2 \| \end{cases} \quad [\text{Ec. 1.22}]$$

Finalmente, el término de fricción estática de Coulomb $\tau = (\tau_x, \tau_y)$ se define por

$$\text{Para } \|\tau\| \geq \sigma^c \Rightarrow \begin{cases} \tau_x = -g(1-r)h_2 \frac{q_{2,x}}{\|u_2\|} \tan(\alpha) \\ \tau_y = -g(1-r)h_2 \frac{q_{2,y}}{\|u_2\|} \tan(\alpha) \end{cases} \quad [\text{Ec. 1.23}]$$

$$\text{Para } \|\tau\| < \sigma^c \Rightarrow q_{2,x} = 0, q_{2,y} = 0, \quad [\text{Ec. 1.24}]$$

donde $\sigma^c = g(1-r)h_2 \tan(\alpha)$, siendo α el ángulo de fricción de Coulomb. Las ecuaciones 1.23 y 1.24 definen el ángulo crítico de pendiente necesario para que se deslice el sedimento.

El sistema de ecuaciones se resuelve mediante un esquema de volúmenes finitos explícito de primer orden. El programa para su resolución está formulado para arquitectura CUDA, y por tanto los cálculos corren en paralelo en la GPU. El modelo Landslide-HySEA se ha usado para simular el tsunami de 1958 de Lituya Bay (González-Vida, 2012), y el caso teórico del deslizamiento submarino de Al-Borani, en el mar de Alborán (Macías et al., 2015). En esta Tesis, se ha utilizado para estudiar el potencial tsunamigénico de los deslizamientos del canal de Ibiza. Los cálculos se han realizado en el *cluster* de cálculo del Laboratorio de Métodos Numéricos de la Universidad de Málaga mediante una conexión ssh (Secure SHell). El *cluster* permite el lanzamiento de numerosos cálculos al mismo tiempo, acelerando todavía más los procesos. En total, se lanzaron más de 9500 simulaciones. Actualmente, los desarrolladores del modelo Landslide-HySEA están modificando las ecuaciones para incluir términos dispersivos.

1.5.2. SUPERFICIES Y PARÁMETROS DE ENTRADA

Dado que esta Tesis se presenta como un compendio de artículos, y que cada uno pretende responder a un objetivo concreto por medio de una tipología de datos y un modelo numérico diferente, la metodologías usadas para la preparación de los datos de entrada en cada caso se presentan por separado a continuación.

1.5.2.1. DESLIZAMIENTO BIG'95

Dado que COMCOT es un modelo desacoplado, para la modelización de tsunamis generados por deslizamientos es necesario introducir como dato de partida la deformación gradual del lecho marino durante el deslizamiento. Para el deslizamiento BIG'95, se ha partido de una simulación 2D del deslizamiento previamente publicada por Lastras et al. (2005), en la que se obtuvo de forma numérica la distribución de profundidades a lo largo de un perfil longitudinal del deslizamiento en cinco pasos de tiempo (x, z, t) , y también de la modelización conceptual en 3D publicada en el

mismo trabajo. Sin embargo, el modelo necesita los datos de profundidad de cada punto de la malla para cada paso de tiempo (x, y, z, t) .

La batimetría final (x, y, z, t_f) , es decir, la batimetría en el momento que cesa completamente el movimiento de la masa deslizada, al cabo de 73 min según la modelización de Lastras et al. (2005), se asume que corresponde a la batimetría actual. Se considera, así, que no se han producido variaciones en el fondo marino desde que tuvo lugar el deslizamiento, o que son despreciables en comparación con la variación de profundidad producida por el propio deslizamiento. Para la reconstrucción de la batimetría inicial (x, y, z, t_0) , se han eliminado de la batimetría actual los datos de profundidad delimitados por el área afectada por el deslizamiento, y en su lugar se ha reconstruido una batimetría verosímil previa al deslizamiento (de aquí en adelante, "paleobatimetría") en base a los siguientes criterios: (i) que sea lo más semejante posible a la morfología del margen en las zonas adyacentes al deslizamiento; (ii) que reproduzca los principales elementos morfológicos que fueron enterrados o destruidos por el deslizamiento, identificables en la sísmica de reflexión, como por ejemplo un canal en las proximidades de la cicatriz principal, un pequeño cañón submarino y el curso superior colmatado del canal de Valencia (Lastras et al., 2004b); y (iii) que la superficie creada sea coherente en volumen, es decir, que el volumen del depósito sea semejante al volumen desalojado de la cabecera. Es importante aclarar que el volumen así calculado no es equivalente al volumen total del depósito (26 km³ según Lastras et al., 2002), ya que no todo el volumen implicado en el deslizamiento produce una variación en las cotas batimétricas. En esta comparación de volumen sólo se tiene en cuenta el volumen que genera diferencias de profundidad, al que se designa en este trabajo como el "volumen efectivo", utilizando el mismo término que Trifunac y Todorovska (2002).

Para la reconstrucción de los pasos intermedios (x, y, z, t_n) se ha considerado la posición del frente del deslizamiento con respecto a la cicatriz principal a partir de Lastras et al. (2005), calculado para un tiempo de 8 min, 24 min y 52 min, y tratando de representar la forma característica de este tipo de deslizamientos (Assier-Rzadkiewicz et al., 1996; Mohrig et al., 1998; Shanmugam, 2000), además de usar el mismo criterio de coherencia de volumen que en la construcción de la paleobatimetría.

Cada malla batimétrica, la inicial, los pasos intermedios y la final, inicialmente a una resolución de 50 m y limitadas a la zona del deslizamiento, se ha integrado en una malla más extensa de 200 m de resolución que incluye el área de estudio y la topografía de las costas peninsulares e insulares adyacentes. Además se han utilizado dos mallas anidadas de menor extensión pero de mayor resolución en zonas de especial interés: una de 100 m de resolución centrada en la bahía de Palma y el margen adyacente, y otra de 50 m de resolución anidada en la anterior y centrada únicamente en la bahía de Palma. El tiempo de la simulación se ha definido en 9000 s, que incluyen el tiempo

necesario para que tenga lugar el deslizamiento desde su inicio hasta la situación de completo reposo final (4380 s) y un margen de tiempo adicional para observar la evolución de la superficie libre en caso de generarse un tsunami.

1.5.2.2. DESLIZAMIENTOS DEL CANAL DE IBIZA

Como ya se ha indicado en el apartado 1.5.1.2, el modelo Landslide-HySEA es acoplado, es decir, es capaz tanto de describir la deformación del lecho durante el deslizamiento como su interacción con la columna de agua. Como datos de partida, el modelo necesita el espesor, profundidad y localización de la capa granular, que es la masa potencialmente deslizable, y cuyo volumen ha de coincidir con el volumen de sedimento desalojado de la cabecera de cada deslizamiento. En el caso de los deslizamientos del canal de Ibiza, este volumen se ha calculado mediante la resta entre la batimetría actual que, como en el estudio del deslizamiento BIG'95, se ha considerado que es la batimetría final, y la paleobatimetría en la zona de la cicatriz.

El proceso de reconstrucción de la paleobatimetría se ha llevado a cabo siguiendo el mismo proceso descrito en el apartado anterior, simplificado por la escasa complejidad geomorfológica del margen balear respecto al margen del Ebro, de pendientes más suaves y sin cañones (cf. aptdo. 1.3.1 y 1.3.2). Así, los valores de profundidad dentro de las áreas afectadas por los cuatro deslizamientos han sido recalculados mediante la interpolación de los valores de profundidad del perímetro de los deslizamientos por el método de mínima curvatura y teniendo en cuenta la tendencia natural del margen. Adicionalmente, para la obtención de puntos de control dentro del área de interpolación batimétrica, se ha considerado la prolongación de los reflectores del fondo marino observados en los perfiles sísmicos de alta resolución desde los lugares donde se encuentran truncados por las cicatrices de los deslizamientos. Esta prolongación se ha hecho manteniendo el paralelismo con los reflectores infrayacentes, teniendo en cuenta que en las secciones no afectadas por el deslizamiento se observa en todos los casos facies sísmica estratificada paralela (Lastras et al., 2004a). Este proceso se ha llevado a cabo usando el programa Earth Vision de Dynamic Graphics Inc.

Una vez obtenida la paleobatimetría, ésta ha sido restada de la batimetría actual para calcular el volumen de sedimento desplazado desde la zona de la cicatriz, así como el depositado al pie de cada deslizamiento, es decir, el volumen efectivo. En los cuatro casos el volumen del depósito obtenido ha sido menor que el de la cicatriz, quizás debido a una cierta compresión en el pie del deslizamiento (cf. aptdo. 2.2). Sin embargo, como el modelo Landslide Hy-SEA no puede reproducir este tipo de procesos, y dado que la incertidumbre en la paleobatimetría es mayor en la zona del depósito, se ha incrementado porcentualmente el espesor del depósito hasta obtener el mismo volumen que el desalojado de la cicatriz. De este modo, restando este espesor a la batimetría actual, se han obtenido

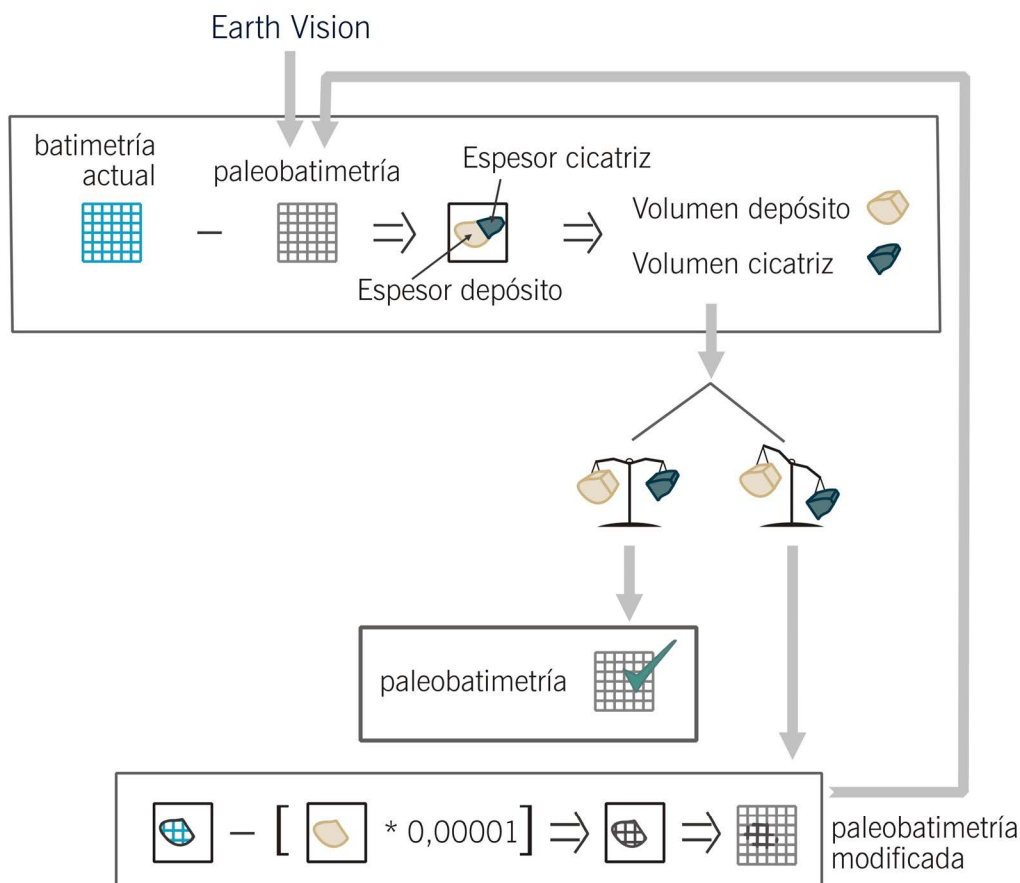


Fig. 1.20. Proceso de trabajo de un script de *Matlab* creado para generar y evaluar las paleobatimetrías obtenidas.

paleobatimetrías modificadas, más profundas en la zona del depósito, que conservan el volumen sin modificar la configuración real actual del depósito (Fig. 1.20).

Además del volumen efectivo, se ha determinado también el volumen total de cada deslizamiento calculando el volumen integrado entre la superficie actual del depósito y su superficie basal. Los valores de la profundidad de la superficie basal se obtuvieron a partir de los perfiles sísmicos de alta resolución, que fueron posteriormente interpolados junto con los valores de profundidad del perímetro del deslizamiento usando el método de mínima curvatura. El volumen total se ha calculado como el volumen integrado entre la batimetría real y la superficie basal. En el caso del deslizamiento de Ana, la superficie basal se ha determinado a partir de los datos de la sísmica 3D. Para este proceso también se ha utilizado el programa Earth Vision.

Para definir los parámetros mecánicos necesarios para la simulación se ha llevado a cabo un análisis inverso, esto es, se han computado numerosos escenarios para dar con la combinación de parámetros cuya modelización proporciona un resultado más similar a la morfología real. Para ello se

han definido rangos de valores razonables para cada uno de los parámetros clave en concordancia con los valores de estudios anteriores. Los parámetros analizados en base a esta metodología son el ángulo de fricción de Coulomb o fricción interna de la capa granular, la relación de densidad entre el agua y la capa granular, y el coeficiente de fricción entre la capa granular y la capa fija.

En referencia al ángulo de fricción de Coulomb, a partir del análisis geotécnico de sedimentos del deslizamiento de Ana, Lafuerza et al. (2012) obtuvieron un valor de 28° . Sin embargo, este es un valor elevado correspondiente al sedimento en reposo y con un cierto grado de consolidación. Es de suponer que el mismo material en movimiento y sin la consolidación posterior tenga un ángulo de fricción mucho menor. Así pues, se analizaron valores en el rango entre 3° y 28° .

La fricción entre la capa granular y la capa fija es un parámetro de fricción cuadrático que representa la transferencia de momento entre las dos capas y que es función del espesor de la capa granular (Ec. 1.22). Para el análisis de los parámetros se ha establecido un rango entre 0 y 0,1, siendo este último límite muy elevado para el espesor de los cuatro deslizamientos. El valor nulo se ha considerado teniendo en cuenta una disminución de la fricción basal producida por la presencia de gas en el sedimento (Lafuerza et al., 2012).

Para establecer el rango de valores de densidad de la capa granular se han considerado los análisis geotécnicos realizados por Lafuerza et al. (2012) en testigos de sedimento del depósito del deslizamiento de Ana. Estos valores, entre $1,6$ y $1,8 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, resultan en relaciones de densidad de entre 0,56 y 0,64 considerando una densidad media del agua de mar de $1,024 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$.

Se considera también la posibilidad que proporcionando una velocidad inicial, tanto en módulo como en dirección, el resultado final se ajuste mejor a las observaciones reales. Los valores utilizados están dentro del rango de valores descritos para deslizamientos submarinos (Jiang y Leblond, 1992; Lastras et al., 2005), y varían entre $0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, si en el tiempo inicial el sedimento está en reposo y únicamente se desplaza por el efecto de la gravedad, y $45 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ si se le atribuye dicha velocidad inicial. Cabe señalar que no se pretende analizar el mecanismo de disparo del deslizamiento ni de las condiciones que lo han propiciado, pues tal análisis ya ha sido abordado por otros autores, sino que la modelización del potencial tsunamigénico parte de la premisa que el deslizamiento tiene lugar, y adquiere, en su momento final, una morfología determinada.

La combinación de los rangos de valores establecidos para cada parámetro ha hecho necesario computar más de 9500 simulaciones de los deslizamientos. Las batimetrías resultantes, una vez transcurrido el tiempo de computación, se han comparado con la batimetría actual mediante la raíz del error cuadrático medio, tal y como se muestra en la siguiente ecuación, para un área rectangular definida en torno a cada deslizamiento,

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (Z_{\text{esc},t_f} - Z_{\text{real}})^2} \quad [\text{Ec. 1.25}]$$

donde n es el número de celdas de la malla de la batimetría, Z_{esc,t_f} es la profundidad en cada celda correspondiente al último paso de tiempo, y Z_{real} es la profundidad en cada celda de la batimetría real.

En base a estos cálculos, se ha llevado a cabo una selección de los valores de los parámetros que hacen que el deslizamiento modelizado dé lugar a una batimetría final lo más fiel posible a la disposición del depósito actual. Una vez seleccionados los valores, y junto con el espesor, profundidad y localización de la capa granular, se han ejecutado las simulaciones definitivas para evaluar la perturbación de la superficie libre, tanto para cada deslizamiento por separado como para todos ellos teniendo lugar de manera sincrónica.

1.5.2.3. CAÑONES SUBMARINOS

Para el estudio de la propagación de tsunamis sobre márgenes continentales incididos por cañones submarinos, resulta indiferente la fuente. Así, mediante el modelo COMCOT, se ha generado y propagado una onda de tsunami simplificada y de fuente lejana sobre una serie de batimetrías sintéticas que representan cada una de ellas un margen continental incidido por un cañón de anchura, incisión y orientación variables.

Para modelizar la onda incidente, el modelo COMCOT necesita un perfil de la amplitud de la superficie libre en función del tiempo, $h(t)$. En esta Tesis se ha considerado que una onda dipolar es la geometría más simple. La serie temporal de esta onda incidente se reproduce con la siguiente formulación:

$$h(t) = S \cdot \text{atan}\left(\frac{t-b}{\frac{c}{d_0}}\right) \cdot e^{-\left(\frac{(t-b)^2}{\left(\frac{c}{d_0}\right)^2}\right)} \quad [\text{Ec. 1.26}]$$

donde S confiere el signo a la onda (que puede ser 1 o -1), de manera que si es negativa, la onda llega a la costa primero con el surco, y si es positiva, primero se aproxima la cresta; t es el tiempo; b es la mitad del periodo (P); el parámetro de dispersión c se define como una cuarta parte del periodo; y d_0 tiene un valor de 1,26, que corresponde con el valor de t cuando la amplitud es máxima. Con esta ecuación se obtiene una onda que tiene una amplitud de 0,374, que se normaliza mediante

$$H(t) = A \cdot \frac{h(t)}{0.374} \quad [\text{Ec. 1.27}]$$

de manera que se puede crear diferentes ondas de amplitud, periodo y signo variable.

En esta Tesis se ha analizado los efectos sobre tsunamis tanto de signo negativo como positivo. Sin embargo, sólo se ha analizado un único valor (50 cm en océano abierto) para la amplitud de la onda, ya que se ha considerado suficiente para revelar los efectos de la presencia de un cañón en términos de distribución de las alturas de ola en la costa. Por otro lado, el periodo característico de una onda de tsunami oscila entre los 20 y los 50 min (Lipa et al., 2011). El registro del reciente tsunami de Tohoku por las boyas DART muestra periodos dentro de este mismo rango (NGDC/WDS, 2015b) y el mismo tipo de boyas registraron durante el tsunami de Chile de 2010 periodos de entre 20 y 30 min (NGDC/WDS, 2015c). Aunque existen registros de tsunamis con periodos menores a 20 min, como el tsunami producido por el terremoto de Zemmouri en 2003, de ~17 min (Sahal et al., 2009), o mayores a 50 min, como el tsunami del océano Índico de 2004, con periodos de 40 a 120 min (Merrifield et al., 2005), el rango de periodos presentado por Lipa et al. (2011) representa la gran mayoría de los tsunamis y es el que se ha utilizado en este trabajo, con intervalos de 10 min.

Así, se ha introducido ondas con estas características en el dominio computacional en dirección hacia tierra, con el frente de onda perpendicular a la costa. Se ha considerado la propagación tanto sobre un margen sintético con un cañón submarino, como sobre un margen sin cañón, el segundo para descartar en el análisis las ondas cuyo periodo fuera semejante al del modo natural de la plataforma, con el fin de evitar efectos de resonancia que pudieran enmascarar los efectos del cañón submarino en la propagación. En el apartado 2.3 se da una explicación más detallada al respecto.

La creación de las batimetrías sintéticas se ha realizado mediante funciones matemáticas de geometría similar a las formas características naturales. La profundidad en cualquier punto de la malla que representa un margen continental incidido por un cañón $Z_c(i, j)$, y también una malla de control que representa un margen sin cañón $Z_{Nc}(i, j)$, se ha establecido según el procedimiento que se describe a continuación.

Considerando una malla regular con n_x , n_y celdas (es decir, n_x+1 y n_y+1 nodos) y de longitud W_x , W_y en las direcciones x e y respectivamente, se define la distancia entre cada nodo y el origen como

$$x(i, j) = W_x \left(\frac{i-1}{n_x} \right) \quad [\text{Ec. 1.28}]$$

$$y(i, j) = W_y \left(\frac{j-1}{n_y} \right) \quad [\text{Ec. 1.29}]$$

siendo $i=(1, 2, \dots, n_x+1)$, $j=(1, 2, \dots, n_y+1)$, $x(1,j)=0$ e $y(i,1)=0$.

La batimetría de un margen sin cañón se genera con la siguiente ecuación arcotangente:

$$Z_{NC}(i, j) = \frac{Sh}{\pi} \cdot \text{atan}(2 \cdot pa \cdot lx(i, j)) + Ss \cdot W_x \left(\frac{i}{n_x - 1} \right) - \frac{Sh}{2} + L \quad [\text{Ec. 1.30}]$$

donde Sh es la altura del talud continental, pa ($pa=\tan(0,8 \cdot 2 \cdot \pi)=3,078$) es un factor de distancia horizontal, Ss es la inclinación del talud continental en radianes, y L es la altura máxima de la tierra emergida en el límite de la malla, es decir, en los nodos (n_x+1, j) . En la ecuación 1.30, $lx(i, j)$ es la distancia en la dirección x entre el nodo y el centro de la malla, normalizada respecto la anchura de la plataforma continental (Sw). Esta distancia normalizada, así como $ly(i, j)$ en la dirección y , se establece del siguiente modo:

$$lx(i, j) = W_x \frac{\left(\frac{i-1}{n_x} - \frac{1}{2} \right)}{Sw} \quad [\text{Ec. 1.31}]$$

$$ly(i, j) = W_y \frac{\left(\frac{j-1}{n_y} - \frac{1}{2} \right)}{Sw} \quad [\text{Ec. 1.32}]$$

Con la ecuación 1.30, el borde de plataforma queda localizado a una profundidad que corresponde al 20% del valor de profundidad de la base del talud, y se establece que la línea de costa discurre paralela al borde de plataforma. Tal y como se observa en la formulación, atribuyendo valores diversos a los diferentes parámetros, se pueden definir muy variadas geometrías de margen continental sin cañón. Sin embargo, como el objetivo de este estudio es evaluar cómo afecta la presencia de un cañón y cuáles son las características morfológicas más relevantes respecto a la propagación de tsunamis, solo se ha considerado un valor para cada uno de los parámetros que definen el margen. Así, los valores elegidos para la construcción de este margen teórico se corresponden con valores similares a los del margen catalán del norte, en la zona del cañón de Blanes: $Sh=2$ km, $Ss=0.2^\circ$, $L=200$ m y $Sw=50$ km.

Con el fin de establecer las ecuaciones que definen la morfología del cañón submarino, se establece primero una línea ($y=ax+b$) a través del centro de la malla con una pendiente (a) que corresponde a la orientación del cañón respecto al eje x (β) en radianes, de tal modo que $a=\tan(\beta)$. Cabe señalar

que en la presentación de resultados se ha utilizado el ángulo α , que es el complementario de β en grados, calculado como $\alpha=(90-\beta)\cdot\pi/180$, para representar la orientación del cañón de una manera más intuitiva. La línea definida representa un eje de cañón rectilíneo, extendido más allá de los límites del cañón (cabecera y desembocadura). Esta línea se establece como nuevo eje de referencia sobre el que se proyecta ortogonalmente cada nodo de acuerdo con la fórmula

$$Pp(i, j) = lx(i, j) \cdot \cos(\beta) + ly(i, j) \cdot \sin(\beta) \quad [\text{Ec. 1.33}]$$

La batimetría se genera utilizando tres funciones diferentes en función del valor de $Pp(i, j)$ conforme a unos límites específicos. El primer límite (P) marca el lugar en que el cañón empieza a estrecharse hacia la cabecera, mientras que el segundo (Ctp) localiza el extremo de la cabecera del cañón. El primero se define como la distancia a lo largo del eje del cañón desde el centro del talud continental. En este estudio se ha utilizado el valor $P=0$, lo que significa que el cañón comienza a estrecharse en el medio del talud, y que por lo tanto los flancos del cañón no discurren paralelos en ningún momento, imitando a los cañones del margen catalán. El segundo límite (Ctp) se calcula como la distancia a lo largo del eje del cañón desde el centro del talud hasta el límite de la cabecera del cañón, normalizada a Sw , tal y como sigue:

$$Ctp = \frac{Ci}{Sw} + 0.5 \quad [\text{Ec. 1.34}]$$

donde Ci representa la incisión del cañón, definida como la distancia desde el límite de la cabecera hasta el borde de plataforma medido en perpendicular a éste. Con esta formulación, considerando la misma incisión, un cañón oblicuo a la costa tiene mayor longitud que un cañón perpendicular.

Finalmente, la batimetría se define con las ecuaciones 1.35 a 1.37:

$$Z_C(i, j) = Z_{NC}(i, j) - Dc \cdot e^{\left(\frac{dr \cdot Sw}{\sqrt{\ln(5)}}\right)^v} \quad \text{para } Pp(i, j) < P, \quad [\text{Ec. 1.35}]$$

$$Z_C(i, j) = Z_{NC}(i, j) - Dc \cdot e^{\left(\frac{dr \cdot Sw}{\sqrt{\ln(5) + \cos\left(\pi \cdot \frac{1 - (Ctp - Pp(i, j))^5}{Ctp - P}\right)}}\right)^v} \quad \text{para } P < Pp(i, j) < Ctp \text{ y} \quad [\text{Ec. 1.36}]$$

$$Z_C(i, j) = Z_{NC}(i, j) \quad \text{para } Pp(i, j) > Ctp \quad [\text{Ec. 1.37}]$$

donde C_w es la anchura del cañón y v es un número natural que controla el gradiente de inclinación de los flancos del cañón. En este estudio se ha usado $v=6$. En estas ecuaciones la profundidad del cañón (D_c) viene dada por

$$D_c = \frac{Sh}{\pi} \cdot \text{atan}(2 \cdot p_a \cdot l_x(i, j)) - \frac{2 \cdot Sh}{\pi} \cdot \text{atan}(2 \cdot p_a \cdot (P_p(i, j) - C_{tp})) + \frac{Sh}{2} \quad [\text{Ec. 1.38}]$$

De esta manera, se consigue el típico perfil cóncavo de la mayoría de los cañones (Covault et al., 2011; Amblàs et al., 2012). El parámetro $dr(i, j)$ representa la distancia de cada nodo a la línea ($y=ax+b$) para $b=1$:

$$dr(i, j) = \left| \frac{a \cdot l_x(i, j) - l_y(i, j)}{\sqrt{a^2 + 1}} \right| \quad [\text{Ec. 1.39}]$$

Nótese que si $D_c < 0$, el cañón tendrá un relieve positivo. Para evitar este problema, cuando la solución de la ecuación 1.38 resulta en un valor de D_c negativo, D_c se redefine directamente como 0.

Esta formulación permite la construcción de un cañón submarino lo suficientemente complejo para representar la geometría de un cañón real, y a la vez, suficientemente simple para poder aislar las consecuencias de los parámetros del cañón más relevantes en la propagación. Debido a este compromiso, otras características de los cañones tales como la sinuosidad y la dendricidad (Clark y Pickering, 1966; Pírmex et al., 2000; Harris y Whiteway, 2011; Lastras et al., 2011) han sido consideradas demasiado complejas para una modelización de este tipo. Los parámetros analizados han sido, pues, la orientación del cañón (α), su incisión en la plataforma (C_i) y su anchura (C_w). En el estudio se han establecido rangos de valores para cada parámetro a partir de las características del cañón de Blanes (Fig. 1.12). Para la orientación del cañón (α), se han considerado ángulos de 60° , 70° , 80° y 90° (perpendicular a la costa), estando el cañón de Blanes orientado 65° . Para la incisión, se han considerado valores entre 2 y 16 km, cada 2 km, siendo el valor del cañón de Blanes de 14 km. Para la anchura del cañón medida en el talud continental, se han tenido en consideración valores entre 6 y 20 km, cada 2 km, teniendo en cuenta que el cañón de Blanes tiene una anchura de 12 km. La combinación de todos los rangos de valores totaliza 256 batimetrías sintéticas diferentes, sin incluir el margen sin cañón. Las mallas batimétricas tienen un paso de malla de 200 m.

Para la modelización numérica con COMCOT, las condiciones de contorno de la malla en los límites perpendiculares a la costa se han definido como tipo muro, capaces de preservar la geometría del frente de onda durante su aproximación paralela a la costa. Sin embargo, este tipo de condición

genera efectos de borde. Para evitar su interferencia con la onda analizada se ha extendido las mallas batimétricas a lo largo del eje y para alejarlos del cañón. En el apartado 2.3 se muestran únicamente los resultados obtenidos en la zona cercana al cañón, a la que no llegan a alcanzar los efectos de borde en el tiempo de computación.

Con el fin de agilizar el tiempo de computación necesario para la generación de cada escenario de tsunami, incluyendo la generación de la malla batimétrica, la generación de la onda incidente, la computación del modelo numérico COMCOT, y el procesado de los resultados para su visualización, especialmente considerando el gran tamaño de cada malla (350000 nodos), ha sido necesario diseñar un método de paralelización de los cálculos. Puesto que el código de COMCOT no permite la paralelización en sentido estricto, se ha llevado a cabo una paralelización de los escenarios de tal manera que en cada procesador de la CPU se ejecuta un COMCOT con los datos de entrada específicos para cada escenario. La ejecución desde un entorno Unix y especialmente el diseño de este proceso en paralelo (Fig. 1.21) agiliza considerablemente los tiempos de cálculo con el diseño lineal, reduciéndolo de más de ocho meses de ejecución a menos de dos días. Los códigos en lenguaje Bash de la shell de Linux utilizados para esta pseudo-paralelización están incluidos en el Anexo II, junto con los script de Matlab generados para la creación de los escenarios.

Para la comprobación de los resultados teóricos sobre un ejemplo real se ha utilizado una malla batimétrica del segmento del margen catalán centrado en el cañón de Blanes. Se ha modificado dicha batimetría para suavizar el relieve del cañón de Blanes hasta prácticamente eliminarlo, y así poder analizar las diferencias de altura de ola de un tsunami en la costa tras propagarse por el mismo margen con y sin cañón. Para ello se eliminaron los valores de profundidad en la zona del cañón desde la parte más profunda hasta la zona más somera y se calcularon los nuevos valores interpolando los valores contiguos usando el software Mirone.

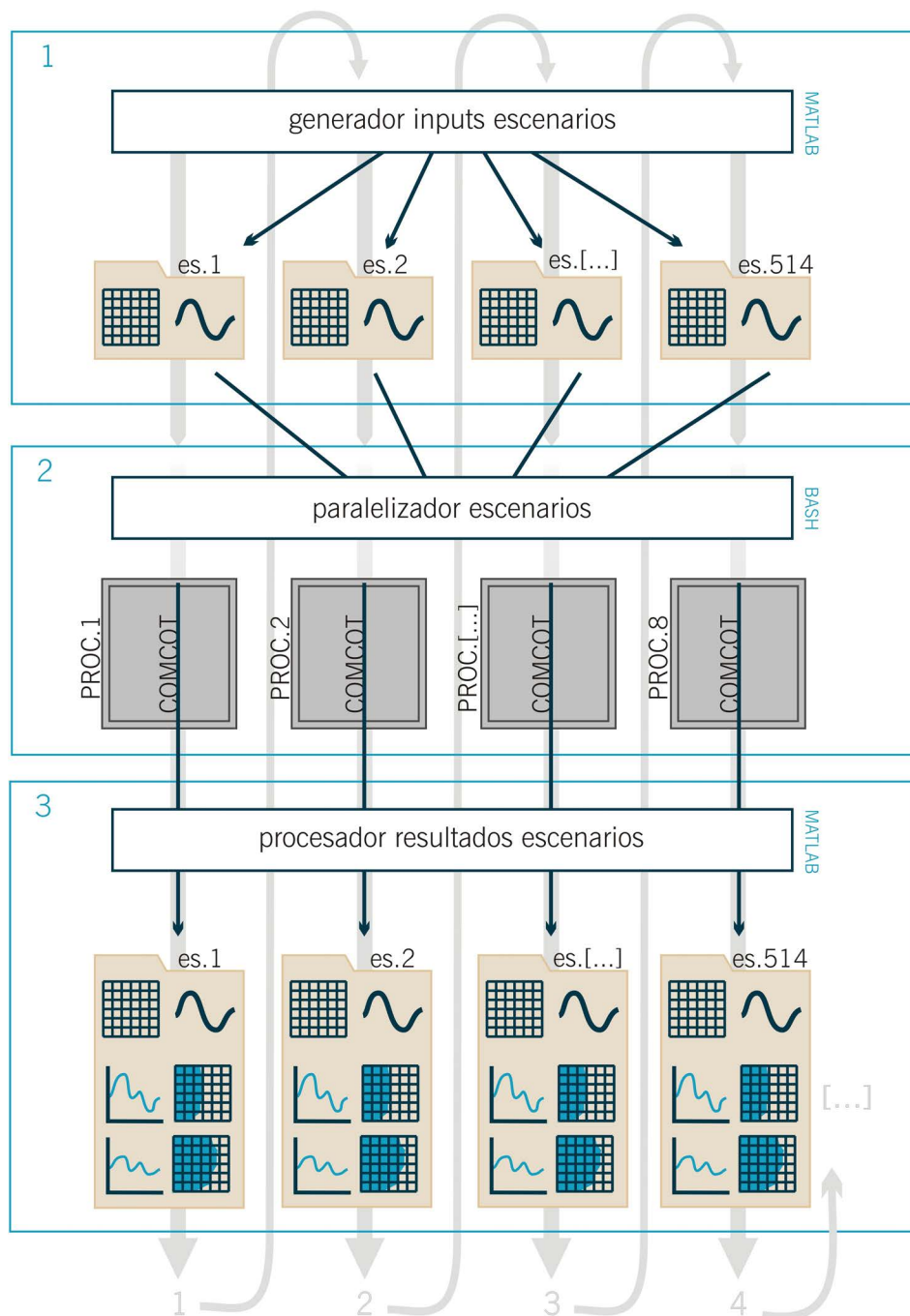


Fig. 1.21. Flujo de trabajo seguido para la paralelización de los escenarios. En el primer paso (1) se crea un directorio para cada escenario conteniendo los archivos de la onda incidente teórica y la batimetría del margen utilizando un *script* de *Matlab*. Una vez generados todos los ficheros, y mediante un *script* de *bash*, (2) se lanza la ejecución del COMCOT para cada escenario en un procesador diferente, de tal manera que se ejecutan 8 modelos simultáneamente, y al terminar cada ejecución lanza la siguiente. Los resultados del COMCOT (3) se procesan y grafican después mediante un *script* de *Matlab*. Las flechas en gris muestran el diseño inicial lineal del proceso, en el que se utiliza un solo procesador al mismo tiempo.

Capítulo 2

RESULTADOS



2.1. THE BIG'95 SUBMARINE LANDSLIDE-GENERATED TSUNAMI: A NUMERICAL SIMULATION

Olaia Iglesias¹, Galderic Lastras¹, Miquel Canals¹, Maitane Olabarrieta², Mauricio González², Íñigo Aniel-Quiroga², Luis Otero³, Ruth Durán¹, David Amblas¹, José L. Casamor¹, Elias Tahchi¹, Stefano Tinti⁴, Ben De Mol¹

1. GRC Geociències Marines, Universitat de Barcelona, E-08028 Barcelona, Spain;
2. Instituto de Hidráulica Ambiental, Universidad de Cantabria, E-39005 Santander, Spain;
3. Corporación de Ciencia y Tecnología de la Armada de Colombia, Zona Industrial Mamonal, Colombia;
4. Dipartimento di Fisica, Settore di Geofisica, Università di Bologna, 40127 Bologna, Italy

2012 The Journal of Geology 120, 31–48. doi: 10.1086/662718

0022-1376/2012/12001-0003\$15.00. © 2012 by The University of Chicago. All rights reserved.

2.1.1. ABSTRACT

This paper presents a reasonable present-day, sea-level highstand numerical simulation and scenario for a potential tsunami generated by a landslide with the characteristics of the BIG'95 debris flow, which occurred on the Ebro margin, Western Mediterranean, at prehistoric times (11,500 cal yr BP). The submarine landslide deposit covers an area of 2200 km² of the slope and base of slope (200–1800 m water depth), involving a volume of 26 km³. A leap-frog finite difference model COMCOT (COrnell Multigrid COupled Tsunami Model) is used to simulate the propagation of the debris-flow-generated tsunami and its associated impact on the nearby Balearic Islands and Iberian coastlines.

As a requisite of the model, reconstruction of the bathymetry previous to the landslide occurrence and seafloor variation during landsliding have been developed based on the conceptual and numerical model of Lastras et al. (2005). We have also taken into account all available multibeam bathymetry of the area and high-resolution seismic profiles of the debris flow deposit. The results of the numerical simulation are displayed using plots of snapshots at consecutive times, marigrams of synthetic stations, maximum amplitude plots, and spectral analyses. The obtained outputs show that the nearest shoreline, the Iberian coast, would not be the first one hit by the tsunami. The out-going wave would arrive to Eivissa Island 18 min after the triggering of the slide, 9 min later to Mallorca Island, and the back-going wave would hit the Iberian Peninsula 54 min after. This noticeable delay in the arrival times to the Peninsula is produced by the asymmetric bathymetry of the Catalano-Balearic Sea and the shoaling effect due to the presence of the wide Ebro continental shelf, which in addition significantly amplifies the tsunami wave (>9 m). The wave amplitudes attain 8 m in Eivissa

and waves up to 3 m high would arrive to Palma Bay. Resonance effects produced in the narrow Santa Ponça Bay in Mallorca Island could produce waves up to 9 m high. A similar event occurring at present would have catastrophic consequences, especially in summer when human use of these tourist coasts increases significantly.

2.1.2. KEYWORDS

Tsunami, Debris flow, Submarine landslide, Numerical modelling, Western Mediterranean.

2.1.3. INTRODUCTION

Tsunami waves are characterized by a long period (minutes to hours) and a long wavelength (hundreds of kilometers), consequently affecting the entire water column, with a horizontal velocity almost constant from top to bottom. This explains their large momentum, which i) produces their extreme run-up, i.e., that their maximum vertical height onshore above sea level is higher than the height at the coastline, and ii) confers them the same transport capacity than a four-times higher storm wave (Bryant, 2008). These characteristics are reflected in their catastrophic nature, whose effects often produce significant economic damage and even loss of lives, being thus considered an important geohazard (Harbitz et al., 2006). Therefore, the study of potential tsunamigenic sources is key in order to assess the hazard and risk to which a given coastal region is exposed.

In the Western Mediterranean, the North-African margin is the main tsunamigenic source, as an active margin where convergent motion between the African and European plates occurs since late Cretaceous (Auzende et al., 1975; Mauffret, 2007). Most of the earthquakes epicenters that have generated historical tsunamis in the Western Mediterranean were located in this area. The most recent example is the Zemmouri, Algeria (Fig.2.1) $M_w=6.8$ earthquake that occurred in May 21st, 2003 (Hamdache et al., 2004), which triggered a 2-m-high tsunami registered in the Balearic Islands 40 min after the main shock (Hébert and Alasset, 2003; Wang and Liu, 2005; Alasset et al., 2006). This archipelago had previously been hit by tsunamis generated by earthquakes in 1856 and 1980, with epicentres in the Algerian margin (Jijel and El Asnam earthquakes respectively) (Soloviev et al., 2000). An assessment of hazard in the Balearic Islands related to tsunamis generated by the Algerian sources has been recently developed by Álvarez et al. (2010).

Seismic activity often triggers submarine landslides, whose tsunamigenic potential has been recently recognized (Pelinsonsky and Poplavsky, 1996; Rzdakiewicz et al., 1996; Trifunac and Todorovska, 2002; Watts et al., 2005), as in the Papua New Guinea (Tappin et al., 1999, 2008; Heinrich et al., 2000; McSaveney et al., 2000; Imamura and Hashi, 2002; Watts et al., 2003), or Grand Banks earthquakes in 1929 (Fine et al., 2005). Although there is no concluding evidence of landslide-

generated tsunamis in the North-African margin, the relationship between the seismic events of El Asnam and its capacity to trigger submarine landslides was already proposed by El-Robrini et al. (1985).

Submarine landslides are not necessarily linked to tectonic activity. Slope instability events with an elevated tsunamigenic potential, such as the Storegga Slide (Bugge et al., 1988; Dawson et al., 1988; Harbitz, 1992; Bondevik et al., 2005a; 2005b), often occur in passive margins. A steep slope exceeding the internal friction angle, gas hydrate dissociation and/or the presence of free gas in the sediment are common triggering mechanisms of submarine landslides (Canals et al., 2004; Sultan et al., 2004; Masson et al., 2006). Cyclic sediment loading, similar to that produced by a seismic shock, can be also product of storm waves (or recurrent tsunami waves) generating an excess pore pressure and consequent sediment failure (Lee et al., 2007). Dan et al. (2007) suggest that an increase in pore pressure was the trigger of the submarine landslide that generated the 1979 Nice tsunami in France, for which no seismic activity was recorded (Genesseeux et al., 1980). It is the only recognized landslide-generated historical tsunami in the Western Mediterranean. Similarly, the 2002 tsunami reported in the Rhodes coast, Eastern Mediterranean, was attributed to a submarine landslide, without any seismic trigger (Papadopoulos et al., 2007).

Moreover, several submarine landslide deposits have been thoroughly found in the Ebro, Catalan and Balearic margins: among others, the BIG'95 debris flow (Lastras et al., 2002), the four Eivissa Channel (Lastras et al., 2004a), and the two Barcelona slides (Lastras et al., 2007), the Balearic Promontory slides described by Acosta et al. (2003, 2004) and the Torreblanca slide (Casas et al., 2003). These landslides may have acted as non-seismic tsunamigenic sources, and in order to study their tsunamigenic potential two different approaches can be used: (1) the analysis of similar historical precedents, and (2) the numerical modeling of the process (Skvortsov, 2002).

This paper presents the analysis of the tsunamigenic potential of the BIG'95 debris flow, in the Ebro continental margin, Western Mediterranean (Fig. 2.1), which is the youngest relatively large landslide known in the area (11,500 cal yr BP (Lastras et al., 2002)). The analysis is based on the characteristics (slope gradient, volume of deposit and estimated downslope velocity), as described by Lastras et al. (2002, 2004b, 2005), by applying the CO Cornell Multigrid COupled Tsunami numerical model (COMCOT) from Cornell University (Liu et al., 1998). We aim to obtain a present-day, sea-level highstand reasonable scenario for the generation and propagation of the BIG'95 debris-flow-generated tsunami. Propagation and impact of the tsunami waves to nearby coastlines is assessed with regard to arrival times and submarine and coastal morphology, and especial attention is given to the Balearic coast. This study aims to understand the processes of tsunami generation, propagation and impact in a currently highly populated area, with a long geological record of potentially

tsunamigenic submarine landslides, and social and economic factors centered in summer beach tourism that increase tsunami risk in terms of vulnerability and exposure of human lives.

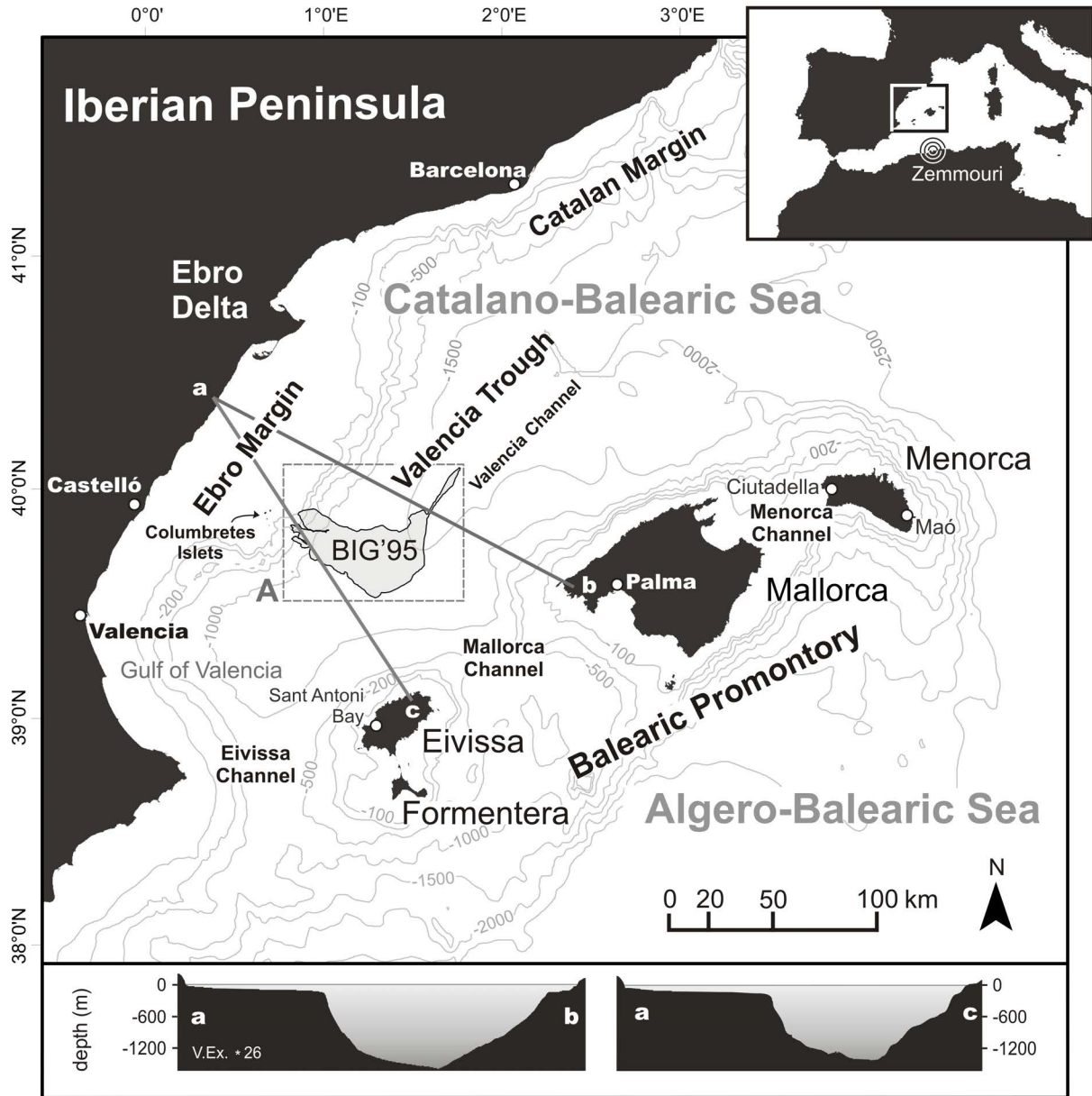


Fig. 2.1. Bathymetric map of the Western Mediterranean Sea area around the Balearic Islands. Contours are at 100, 200, 500, 1000, 1500, 2000 and 2500 m water depths. Grey area represents the BIG'95 debris flow deposit.

2.1.4. GEOLOGICAL SETTING

The Valencia Trough, Western Mediterranean, is an extensional basin (Roca et al., 1999) that separates the Balearic Promontory to the southeast and the Ebro and Catalan margins in the Iberian Peninsula to the northwest (Fig. 2.1). The basin is partially closed by the Eivissa channel to the south, and it opens to the northeast into the Provençal Basin (Canals et al., 1982).

The passive terrigenous Ebro continental margin has one of the widest shelves in the Western Mediterranean, up to 70 km wide, mainly as a result of the Ebro river sediment input during the Plio-Pleistocene (Nelson and Maldonado, 1990). Its steep continental slope (up to 14° in gradient) starts at about 130 m water depth, and is cut by several canyon systems (Canals et al., 2000). The architecture of the margin is the result of the interaction between subsiding grabens, glacio-eustatic sea-level oscillations and sediment source controls (Farran and Maldonado, 1990). The base of slope is occupied by either incised or filled channel-levee complexes and aprons, where sliding, turbidity currents and hemipelagic settling are the dominant sedimentary processes (Nelson and Maldonado, 1988). The Catalan margin to the north has a narrower continental shelf, up to 20 km wide, and is segmented by large submarine canyons incised almost up to the coastline (Amblas et al., 2006; Lastras et al., 2011).

The carbonated Balearic Promontory has a narrow continental shelf (e.g. 10 km on average in Eivissa and 15 km in Mallorca), being the Menorca channel, in-between the islands of Mallorca and Menorca, the only exception. No submarine canyons exist in the northwestern slope of the Balearic Islands. The northeast-trending Valencia Channel, a mid-ocean channel type submarine valley (Canals et al., 2000), occupies the axis of the Valencia Trough, and collects sediments from the bounding margins funneling them to the Valencia Fan and the Provençal Basin. Given the differences between these margins, the Catalano-Balearic Basin displays a clearly asymmetric morphology (Fig. 2.1). Several magmatic structures are present in the area; including seamounts and emerged volcanic outbuildings such as the Columbretes Islets, which outcrop in the southern Ebro outer continental shelf (e.g. Maillard and Mauffret, 1993; Muñoz et al., 2005).

The BIG'95 debris flow deposit covers 2200 km² of the Ebro continental slope and base of slope at depths ranging from at least 600 m to almost 2000 m (Lastras et al., 2002) (Fig. 2.1). It has been studied by means of geophysical (swath bathymetry, side-scan sonar, very-high resolution seismic reflection profiles) and sedimentological (sediment cores, geotechnical analyses) techniques. The deposit volume has been estimated to be at least 26 km³ (Lastras et al., 2002). Although there is no proven triggering mechanism of the debris flow, a set of factors increasing instability in the Ebro region have been suggested, including rapid sedimentation and underconsolidation, seismic activity,

and the presence of a buried volcanic dome related to the Columbretes field underneath the deposit (Lastras et al., 2004b).

A conceptual and numerical model of the BIG'95 debris flow was developed by Lastras et al. (2005) in order to describe and characterize the complex sediment dynamics of this particular event. The deposit is divided into four different areas: (i) the source area where the main and secondary scars are located, (ii) the proximal and (iii) the intermediate areas where blocks of cohesive sediment are found, and (iv) the distal depositional area. The model discerned two main sediment types: a totally remolded or loose fraction, and a more cohesive one forming blocks. Both phases had a dissimilar dynamic behavior, being the main difference the larger motion capacity of the loose fraction. Whereas run-out of the loose material was 110 km, reaching the distal depositional area and stopping after 73 min, blocks only reached the proximal and intermediate areas (at a distance of about 15 km) (Lastras et al., 2002; 2005). In the numerical simulations, the loose fraction reached $50 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 8 min after the landslide triggering, whilst cohesive sediment only reached $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

2.1.5. METHODS AND DATA SET

The COMCOT numerical model has been specifically developed by the Cornell University to simulate tsunamis. It uses the staggered leap-frog finite differences to resolve the shallow water equations (Wang, 2006). In addition, this program allows incorporating a time-dependent bathymetry into the equations. This is the main difference between submarine landslide and earthquake-generated tsunami simulations, since in the former, the bathymetry changes gradually during the whole event, and in the later movement is considered to be instantaneous. Simulations with COMCOT model take place in different spatial scales, using a nested grid system dynamically coupled.

Therefore, a series of bathymetric grids reflecting seafloor changes during the slide motion have to be constructed as an input for the model (Fig. 2.2A). Grids have been constructed at time steps of 0, 8, 24, 52 and 73 min, coincident with the modeling work by Lastras et al. (2005). Water depth for infinite values of time actually corresponds to the current bathymetry, here used as the final landslide position (Fig. 2.3B), 73 min after the beginning of the slide. Bathymetry data set used in this study is a compilation of several cruises, including BIG'95 (*BIO Hespérides*, 1995), CALMAR (*R/V L'Atalante*, 1997), MATER-2 (*BIO Hespérides*, 1999), MARINADA (*BIO Hespérides*, 2002) and GMO-2 (*R/V Le Suroît*, 2002) surveys, where different models of multibeam acquisition systems were used (Simrad EM12S, EM12D, EM1002, EM12S and EM300, respectively). Lower resolution data provided by IEO (*Instituto Español de Oceanografía*), including topographic data, have been used for areas not covered during these surveys.

Bathymetric grid at time 0 represents the water depths previous to the landslide. This initial bathymetry (Fig. 2.3A) has been prepared by joining bathymetric data from the continental slope surrounding the BIG'95 debris flow headwall and deposit together with inferred isobaths drawn within the landslide limits, as defined by Lastras et al. (2002; 2004a; 2004b; 2005) and Urgeles et al. (2006), and in agreement with the volume of the deposit (26 km³) calculated from very-high resolution (TOPAS) seismic reflection data (Fig. 2.2A) (Lastras et al., 2002). Resolution of the initial grid is 50 m, so that channels and depressions buried by the debris flow (Lastras et al., 2004b) are represented (Fig. 2.4).

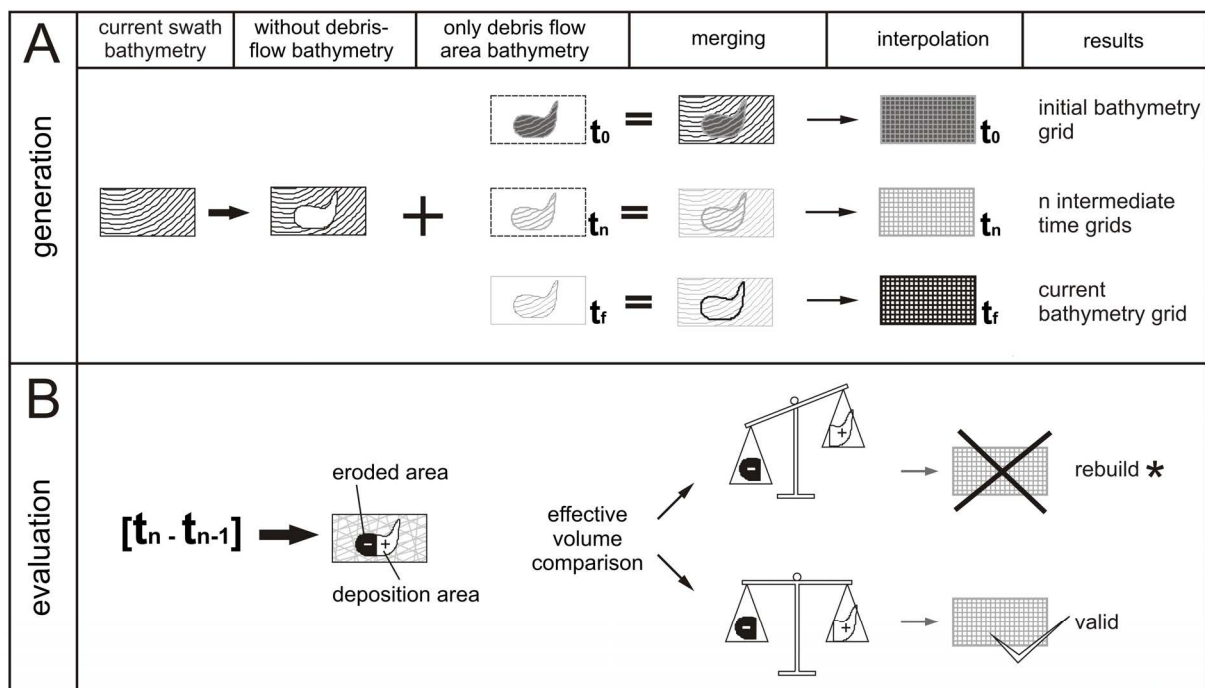


Fig. 2.2. Sketch showing the generation (A) and evaluation (B) of time-step bathymetric grids (limited by square A in Fig. 1) used as an input to the model. t_0 is the initial bathymetry, t_f is the present-day bathymetry; intermediate time-steps are t_n ($0 < n < f$). Grids are evaluated by checking the eroded and deposited volumes with respect to the prior time-step sum zero. If the volumes are incongruent we rebuild the debris flow area bathymetry at this time-step (t_n). Isobaths files are represented as lines, and grids as squares. Available data is represented in black and constructed data in beige and blue for initial bathymetry and time-step grids, respectively.

For each intermediate step we consider the characteristic shape of a moving debris flow (Rzadkiewicz et al., 1996; Mohrig et al., 1998; Shanmugam, 2000) together with the position of the landslide front and the thickness of the sliding mass obtained from numerical modeling. Slide thickness has been checked to ensure that effective volume, that is, mobilized material that produces

a change in the bathymetry, is conserved between consecutive time steps (Fig. 2.2B). The vertical displacement at each cell of the grid is shown in Figure 2.4. Sediment that occupies a volume previously also occupied by sediment in two consecutive time steps does not account any change in bathymetry, and thus is ineffective in terms of tsunami generation (Trifunac and Todorovska, 2002). Effective volume calculated for the BIG'95 debris flow is 17 km³, which is 66% of the total landslide mass.

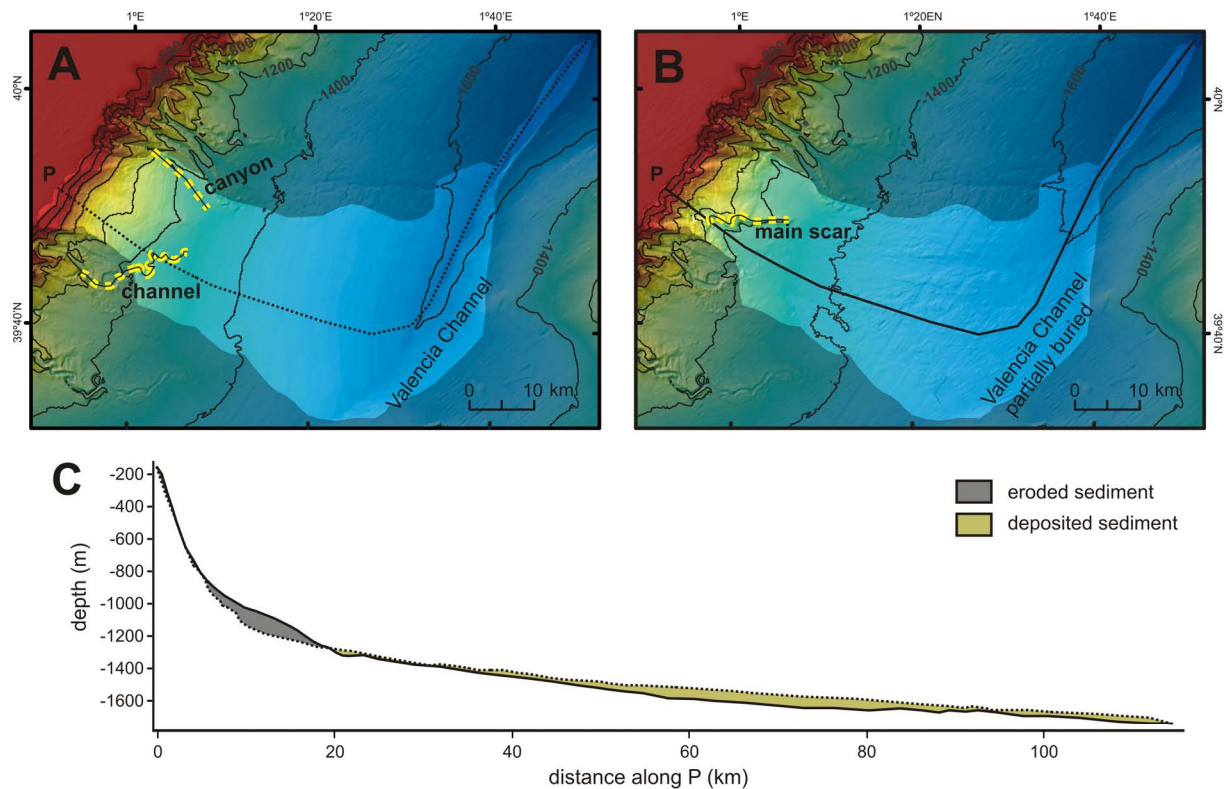


Fig. 2.3. Initial (A) and current bathymetry (B) of the BIG'95 debris flow area (A in Fig. 2.1). Isobaths every 200 m. Dashed yellow lines represent linear morphological elements that evidence temporal changes: buried channels (in A) and scars (in B) left by the debris flow. Depth profile (C) shows the difference between both bathymetries along line P. Dashed line corresponds to the initial profile, and the continuous line to the present-day one.

Each bathymetric grid, the initial, intermediate and final time-steps (Fig. 2.5), has been integrated in a larger grid of the study area (Zone 1, 200 m cell size) that also includes the topography of the adjacent mainland and the Balearic Islands (Fig. 2.6). All grids have been projected in Cartesian coordinates (UTM 31N, WGS-84). COMCOT model allows improving the resolution of the output in specific areas through grid nesting. We have used two secondary grids: Zone 2 (100 m cell size, nested in Zone 1), centered in the continental shelf, slope and rise offshore Palma Bay, and Zone 3

(50 m cell size, nested in Zone 2), focused in Palma Bay (Fig. 2.6). Grid cell sizes and computing time step (0.5 s) have been chosen to satisfy the Courant Condition, i.e. the time interval used is shorter than the time required for the wave to cross a spatial cell, in order to make the computations stable and avoid generation of erroneous small-scale oscillations. The total duration of the simulation is 9000 s so that it includes the whole landslide motion (4380 s) and extra time for the visualization of the propagating waves.

2.1.6. RESULTS

The output of the simulation of the BIG'95 landslide-generated tsunami allows to measure free water surface changes at any point along time. The height wave plots show that the landslide produces a dipole wave with a trough (in blue in Fig. 2.7) located over the sediment source area in the upper slope, and an adjacent crest (in red in Fig. 2.7) to the southeast.

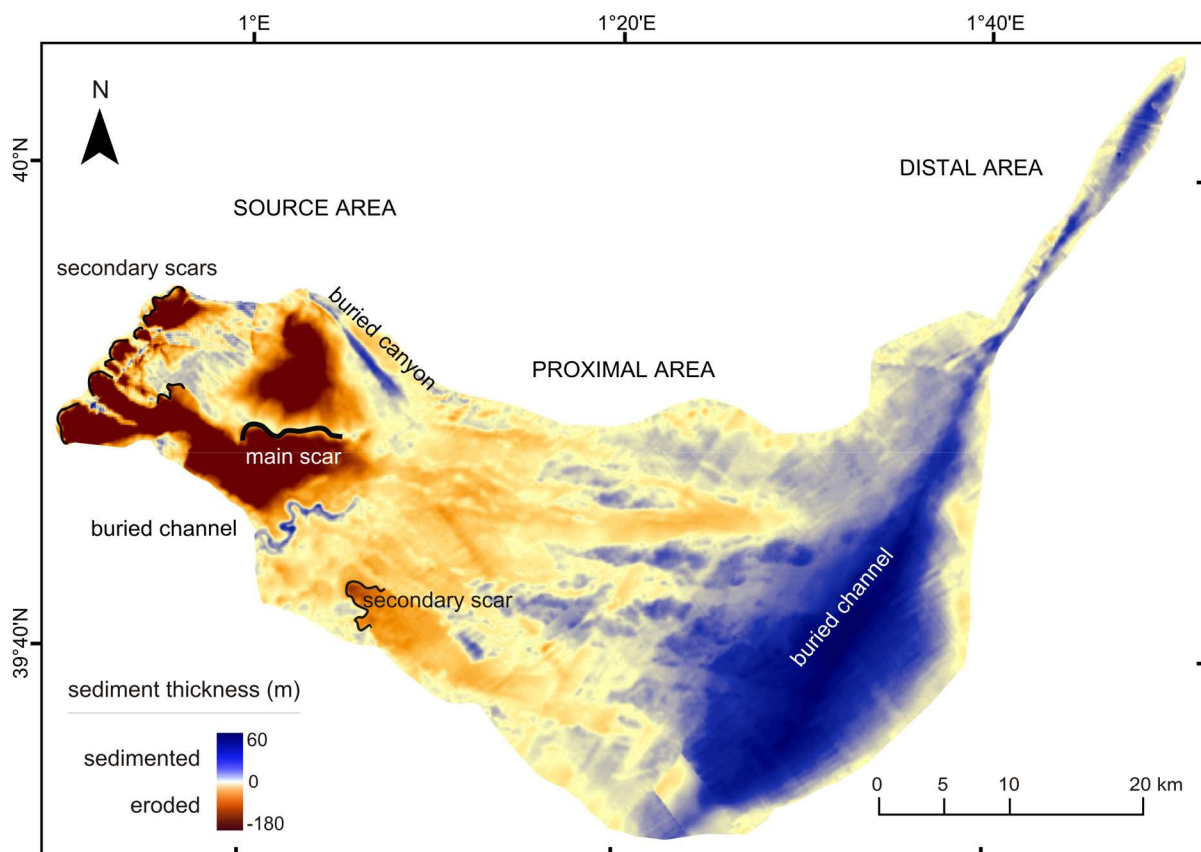


Fig. 2.4. Erosion-deposition plot of the BIG'95 debris flow, resulting from subtracting the final bathymetry from the inferred one previous to the slide. The value of each cell is the thickness of material either eroded (brown) or sedimented (blue).

This initial wave radially spreads, and progressively becomes deformed, acquiring an ellipsoidal shape whose major and minor axes are NE-SW and NW-SE, respectively. The northwestern co-vertex is formed by a tsunami wave train that advances towards the Iberian Peninsula at a significantly slower speed, with a greater amplitude and a smaller wavelength than the out-going wave, which is directed towards the Balearic Islands. The out-going wave would impact the coast of Eivissa Island 18 min after the triggering of the landslide and reach Mallorca Island 9 min later (27 min since the initial trigger). The slower back-going tsunami wave would arrive to the Iberian Peninsula 54 min after the initiation of the landslide, first reporting a negative amplitude (Fig. 2.7). The plots of the nested Palma Bay grids (Zones 2 and 3 in Fig. 2.6) show the wave, already into Palma Bay 44 min after the triggering of the landslide, and hitting the coast inside the bay before 60 min (Fig. 2.8), with an amplitude between 2 and 3 m.

Wave amplitudes can be analyzed by using synthetic marigrams. These have been calculated along a computation time of 150 min at five different stations (Fig. 2.9), two above the source area (stations 1 and 2, 900 m and 1250 m water depth respectively, Fig. 2.9) and three near the coastlines north of Eivissa (station 3, 10 m water depth, Fig. 2.9), west of Mallorca (station 4, 10 m water depth, Fig. 2.9), and in front of the city of Castelló in the Iberian Peninsula (station 5, 10 m water depth, Fig. 2.9). The sea level perturbation caused by the BIG'95 debris flow forms a trough up to 4 m deep in station 1 and a crest up to 2 m high in station 2, with periods of 10 to 15 min in both near-field stations (Fig. 2.9). Ten minutes later, station 2 shows a drop in the free surface of 3 m. Approximately at the same time, station 1 shows an increase of the free surface that reaches 5 m high, with similar periods. After that, only minor disturbances are observed. Free surface at far-field station 3 remains at rest until around 18 min after the landslide. At that time, a wave crest up to 8 m high with a first period of 10 min arrives, followed by a sea level drop of almost 4 m. This implies a free surface change of nearly 12 m in less than 5 min. The same first crest arrives at the Mallorca coast after 27 min, with amplitudes up to 4 m in height at far-field station 4. The highest wave recorded in these coastal stations reaches Castelló 64 min after the triggering of the landslide, and is 9 m high and around 25 min in period. This maximum height is preceded by a 6 m deep trough arriving after 54 min, yielding a total 15 m of free surface change.

Using maximum resolution grid (Zone 3 in Fig. 2.6), six other stations have been computed in and around Palma Bay above <10 m water depth (Fig. 2.10). The amplitudes of the waves arriving to Palma Bay are approximately 3 m high in all the stations for the first crest, with periods between 10 and 15 min. Maximum amplitudes of more than 3 m are reached in Sa Torre and Palma stations 55

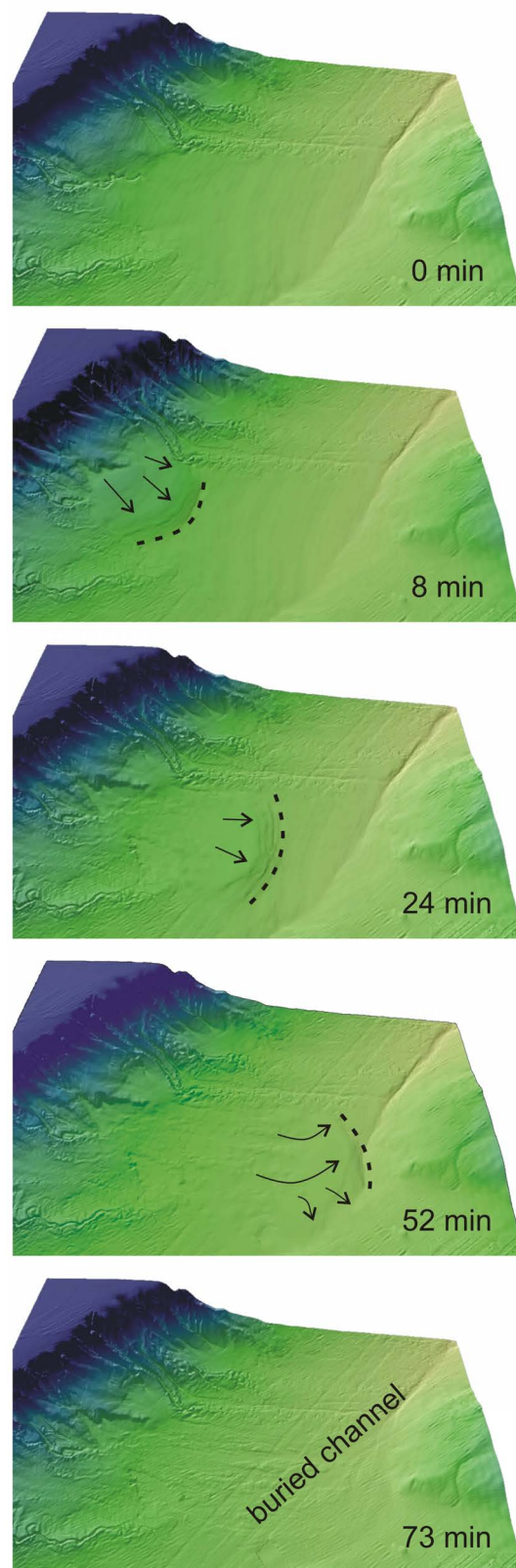


Fig. 2.5. Reconstruction of the BIG'95 debris flow movement (square A in Fig. 2.1) used for tsunami simulation at five consecutive time steps. The initial time at 0 min represents the bathymetry previous to the slide, while times 8, 24 and 52 min are intermediate times and time 73 min corresponds with the present-day bathymetry. View is from the south.

and 60 min respectively after the beginning of the slide. The computed station at Santa Ponça Bay (Fig. 2.10) registers the maximum amplitude observed in the simulation, with a height of up to 9 m impacting 44 min after the event start. Subsequent oscillations exceed 2 m in height during two hours after the first arrival.

Wave spectra of the time series of Zone 1 stations have been obtained using the fast Fourier transform (Fig. 2.11). The graphic shows that the station with higher energy content is Castelló station (point 5 in fig. 2.9) with its energy concentrated at lower frequencies (30 min period). The other spectra have a lower energetic content concentrated at higher frequencies. The highest value at high frequencies (between 5 and 15 min) was obtained in the Eivissa station. Despite difference in energy content, the main oscillation periods match in all five stations (Fig. 2.11).

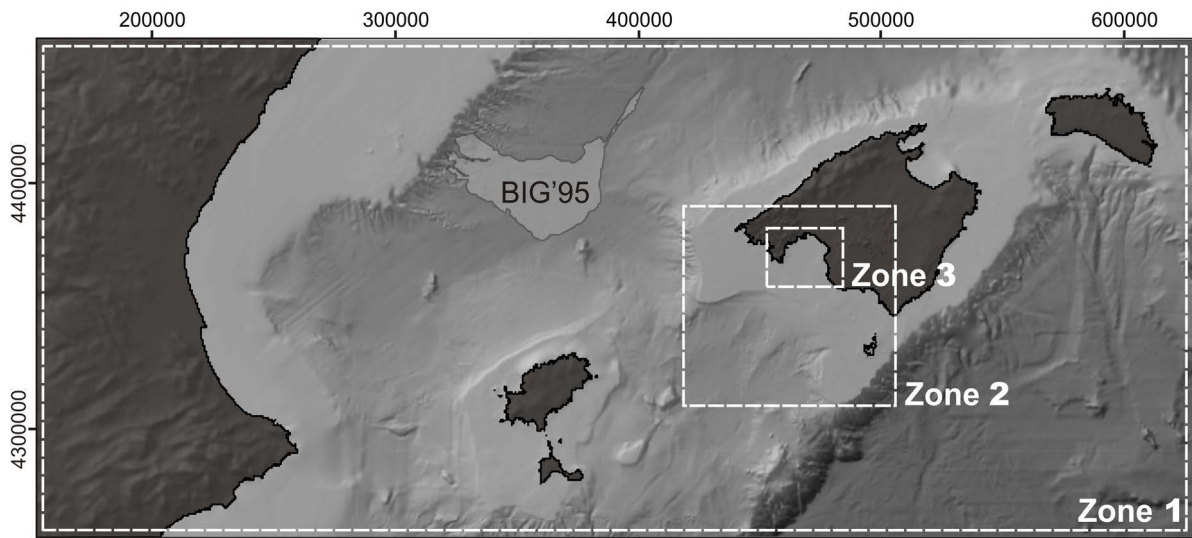


Fig. 2.6. Extension of the nested grids of bathymetry and topography integrated data. Zone 1 covers $\sim 10^5$ km²; zone 2, $\sim 7 \cdot 10^3$ km² and zone 3, $\sim 7 \cdot 10^2$ km². The resolutions of the grids are 200, 100 and 50 m, respectively. See figure 2.1 for location and feature names.

The maximum elevations plot (Fig. 2.12) shows the maximum free surface elevation reached at each cell in Zone 1 during the complete simulation run. Values range from 0 to 10 m, with the lowest ones located on the Algero-Balearic Sea and Provençal Basin, on the southwestern part of the Valencia Trough and on the western part of the Eivissa Channel. Mean elevations of less than 1 m, with peaks of up to 2-3 m are observed near certain coastlines, such as the southern part of Gulf of Valencia and the northern and southern shores of Mallorca Island. Mean elevations less than 2 m with peaks of up to 6-7 m are reached in the surrounding areas of the Mallorca westernmost coast

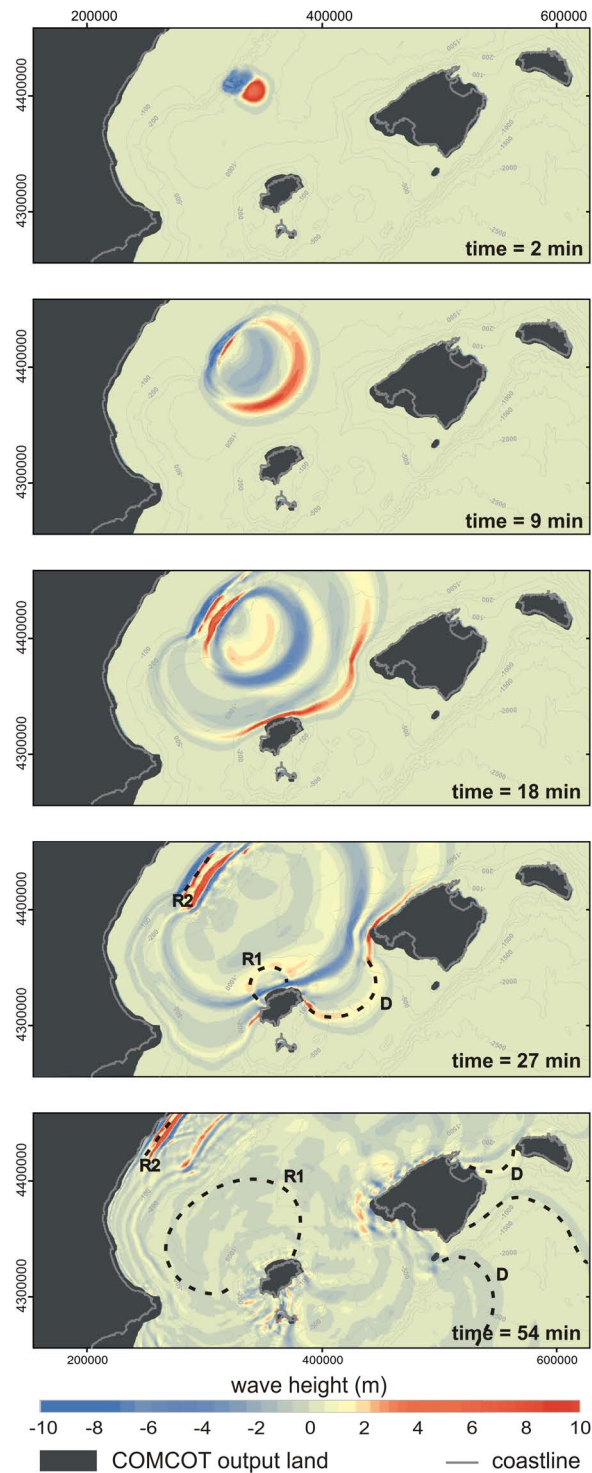


Fig. 2.7. Height of the generated tsunami wave at different times, computed for Zone 1 (see Fig. 2.6). The first snapshot shows the generation of the tsunami wave, and its spreading. At 18 min the tsunami wave is arriving to the northern coast of Eivissa. At 27 min, it hits the westernmost coast of Mallorca and at 54 min, the wave train is hitting the Castelló coast on the Iberian Peninsula. The dark grey areas are considered as emerged land by the model, and thereby output data for water free surface calculations is lacking. The light grey line overimposed on these areas represents the present coastline. R1, R2 and D, show the wave reflection, refraction and diffraction respectively.

and around Formentera Island. Mean elevations of more than 3 m are observed in two large areas above the Valencia Trough, one extending over the depositional area of the debris flow deposit and the northern Eivissa coast, and a second one over the source area of the debris flow and the eastern coast of the Iberian Peninsula. The later one, which includes large areas of the continental shelf of the Ebro margin, is characterized by the highest values recorded, mostly over 8 m.

2.1.7. DISCUSSION

The wave generated by a submarine landslide such as the BIG'95 debris flow mainly depends on the volume and mass of the landslide, its depth, the slope angle of the sliding surface and the speed of the landslide movement, being the most important the volume and the velocity (Pelinovsky and Poplavsky, 1996; Papadopoulos and Kortekaas, 2003; Harbitz et al., 2006). Knowledge on most of these parameters can be attained using geophysical methods, and the velocity of the slide is generally inferred from numerical modelling or by indirect evidences (e.g. timing of successive submarine cable breaks). The combination of all these factors makes it difficult to set the threshold value for each of these parameters at which a submarine landslide becomes tsunamigenic.

The tsunamigenic character of the BIG'95 debris flow event has been demonstrated in the results of this work, and this is consistent if we compare the parameters of the landslide with some historic tsunamigenic submarine landslides. For instance, the volume involved in the failure that generated the 1998 Papua-New Guinea tsunami, which caused 2200 deaths, was 6.3 km^3 and its estimated velocity was $35 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Tappin et al., 2008), values smaller than the 26 km^3 (17 km^3 of effective volume) and the $50 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ of the BIG'95 debris flow. The 3-11 m high recorded tsunami in Skagway (Alaska) in 1994, triggered by a landslide $3\cdot 10^6 \text{ m}^3$ in volume (Kulikov et al., 1996; Rabinovich et al., 1999; Watts et al., 2003), and the 11 m high Nice (France) tsunami in 1978 produced by a $0.8\cdot 10^6 \text{ m}^3$ landslide (Genesseeux et al., 1980; Assier-Rzadkiewicz et al., 2000) occurred at much shallower water depths. Tsunami height values obtained in sites with source landslides located on the upper continental slope, as in the BIG'95 debris flow case, are more similar and of the same order of magnitude to those computed in our study, as is the case of the Currituck landslide (Geist et al., 2008) or the 1918 Mona Passage (Puerto Rico) landslide (López-Venegas et al., 2008), which resulted in tsunamis 1.2-8.8 m and up to 5 m high respectively. In the Mediterranean, the 1956 South Aegean Sea tsunami reached 20 m in height in the eastern coasts of Amorgos Island, Greece (Okal et al., 2009). Such a run-up has been related to the combination of an $3.6\cdot 10^6 \text{ m}^3$ slump in the upper slope and both fore and aftershock events (Perissoratis and Papadopoulos, 1999) and thus it can not be considered as a pure landslide-generated tsunami.

2005; Rahiman et al., 2007). This contrasts with the elongated dipoles generated by earthquakes that hinder the fast radial damping characteristic of the rounded or punctual sources. Their rounded geometry can explain the accentuated effects of these kind of tsunami triggers (Harbitz et al., 2006), being the type of the source a key point to assess the energetic behavior of a given event.

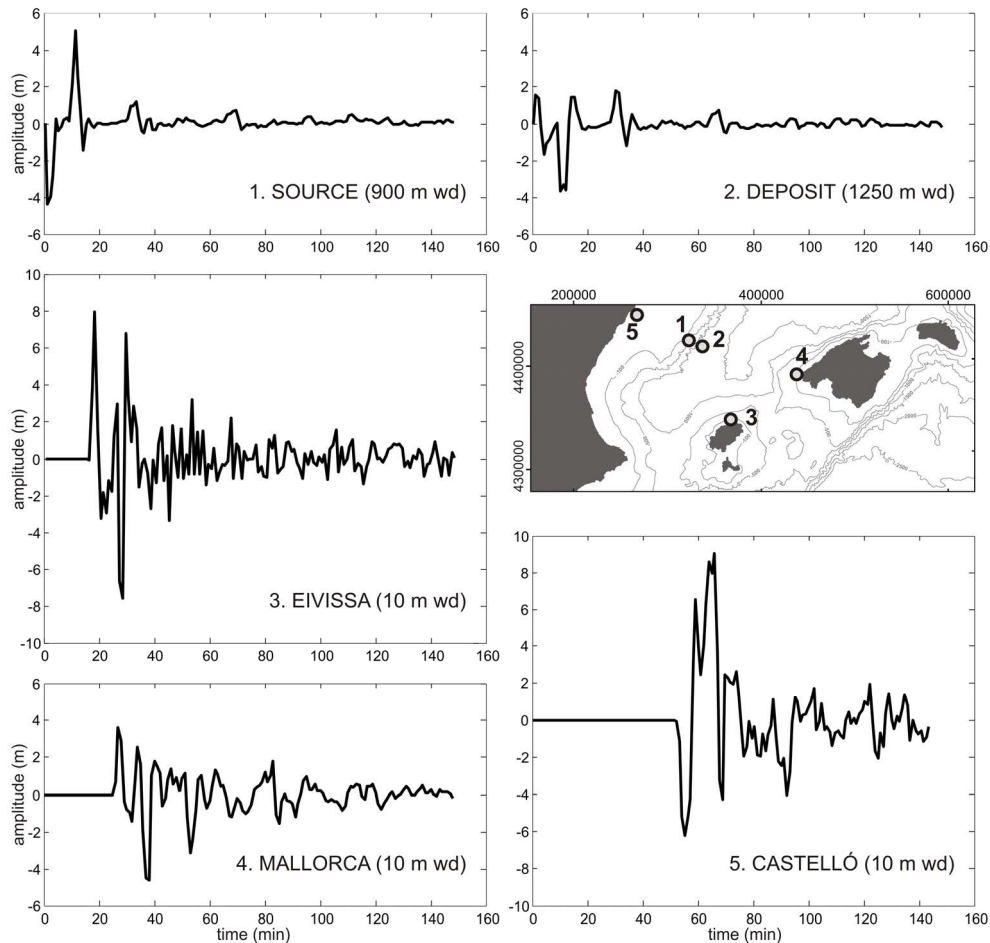


Fig. 2.9. Computed marigrams above the tsunami source (1 and 2), off north Eivissa (3), off Palma Bay (4) and off Castelló (5); wd represent the water depth over which each station is located (see inset for location). Note the different arrival times, periods, wave heights and polarities.

This behavior is also heavily dependent on the propagation of the tsunami wave and its approach to the coast, as it is modified by the morphology of the seabed. Thus, the resolution of bathymetric data plays a critical role in simulation studies. In our simulation, the back-going tsunami waves reach the Ebro continental shelf edge, which produces a wave refraction (R2 in Fig. 2.7). Due to this refraction, the wave front becomes parallel to the bathymetric lines. Moreover, the less than 130 m deep Ebro shelf produces a strong shoaling effect that, in addition to delaying the arrival of the wave

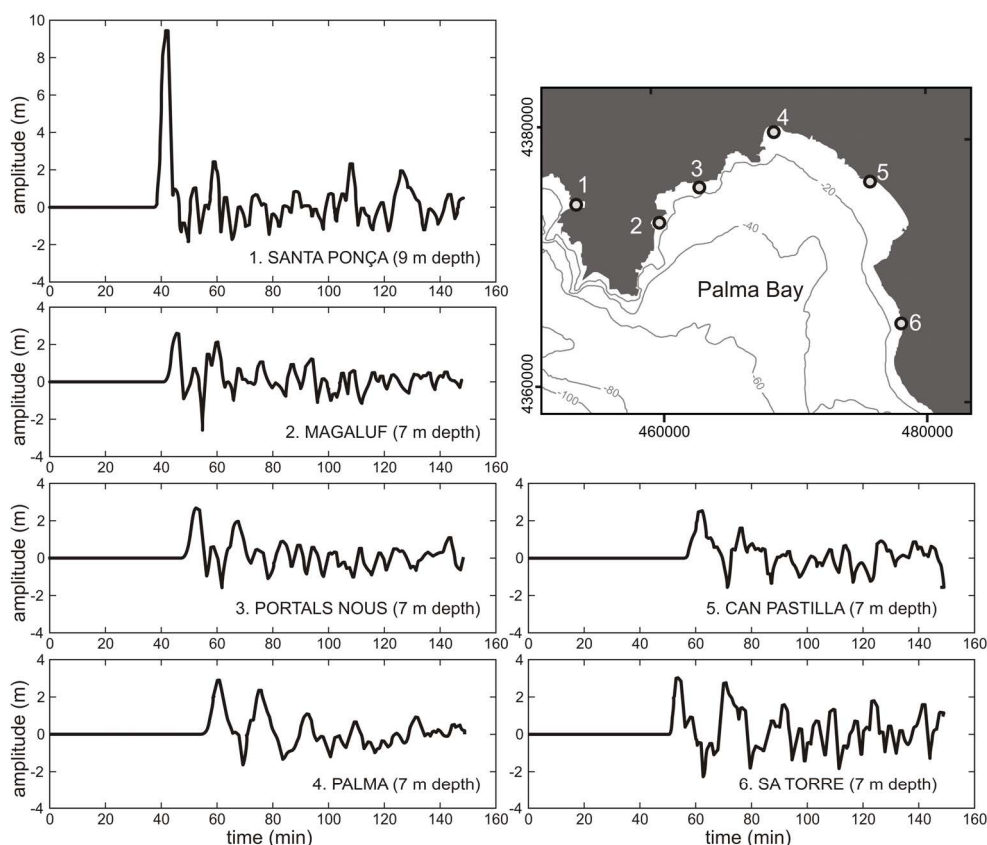


Fig. 2.10. Computed marigrams of six synthetic coastal stations in Zone 3 (see Fig. 2.6). Maximum amplitudes reached are up to 3 m high in Palma Bay (points 2-6), and up to 9 m in Santa Ponça Bay; wd represent the water depth of each station (point 1, see also Fig. 2.8 at 44 min). [*fe de erratas: en la figura debería constar wd en lugar de depth*]

train to the coast, significantly increases the amplitude of the waves, explaining the large area with elevated maximum height values in the amplitude plot (Fig. 2.12).

Out-going wave speed, amplitude and length depend on the direction of the front. Out-going waves directed to the northeast are the fastest, due to the increase in depth towards this direction, corresponding to the Valencia Channel axis (Fig. 2.7). The wave front directed to the southeast, which matches with the landslide movement, have higher amplitudes (Fig. 2.12). This front encounters two obstacles in its propagation: Mallorca and Eivissa Islands, which produce both reflection and diffraction effects. The reflected waves develop over the exposed side of the islands, and spread back to the Catalano-Balearic Sea (R1 in Fig. 2.7). Diffraction, in contrast, is produced between the topographic obstacles, as in the Eivissa and the Mallorca channels (D in Fig. 2.7), where two new, weaker wave fronts develop. Mallorca Island is large enough to create a shadow zone that prevents the arrival of significantly high waves to its leeward side. This shadow zone

includes Menorca Island and the southeastern coast of Mallorca. However, the obstacle effect of the Eivissa Island is much smaller, and Formentera and the southern Eivissa coast are unprotected against the effects of the diffracted wave front. This is in agreement with the records of the earthquake-generated tsunami from North Africa that hit the area on May 23rd, 2003. During this event, the shadow zones of Mallorca and Eivissa islands, located leeward in relation to the source (Zemmouri, Algeria, Fig. 2.1), received a different tsunami impact: low amplitudes, if any, were recorded north of Mallorca, whereas damages were reported in the northern coast of Eivissa (i.e., Sant Antoni Bay, Fig. 2.1) (Alasset et al., 2006).

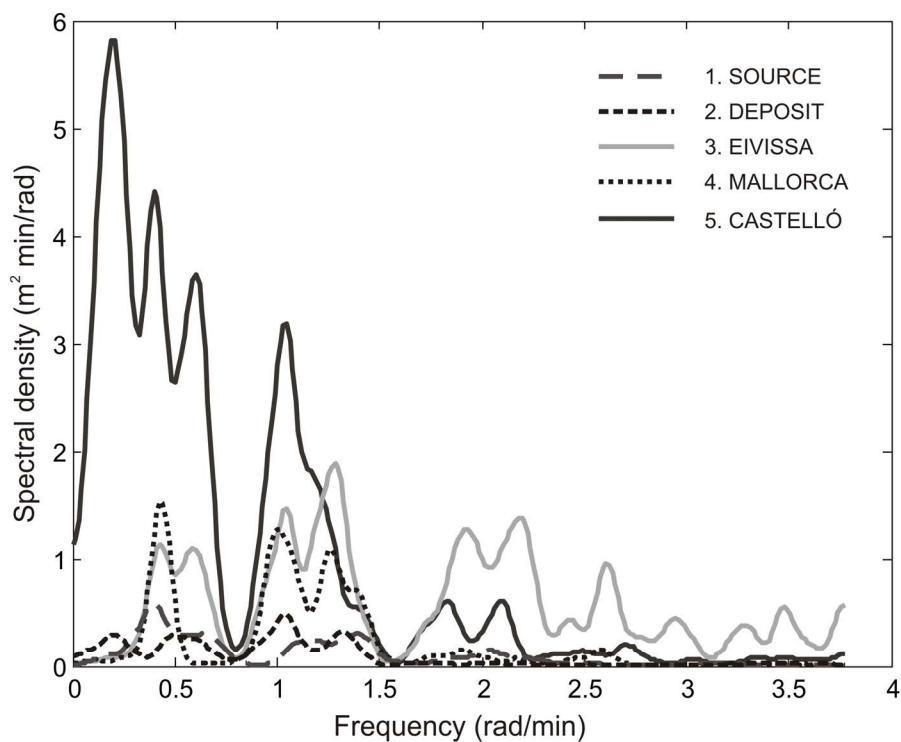


Fig. 2.11. Spectral analysis of synthetic marigram stations of figure 2.9. The largest peaks are located at low frequencies, especially at Castelló station, that present the largest energy at $0.3 \text{ rad}\cdot\text{min}^{-1}$ (30 min).

The differences in amplitude recorded along the coast covered in our study show the importance of local studies, proving that due to the basin configuration and the coastal morphology, some regions are much more susceptible to tsunami flooding than others during the same event. Moreover, each site has local characteristic oscillations defined by the topography and bathymetry of the corresponding coast and the adjacent shelf (Marcos et al., 2009). Where the natural period of oscillation of a bay or port matches with the incident tsunami wave train period, amplification or resonance phenomena may occur, notably increasing the destructive capacity of the wave. In

Balearic harbors such as Maó and Ciutadella (Menorca, Fig. 2.1), resonance effects often occur due to atmospheric gravity waves known as seiches (Monserrat et al., 1991), which have caused important damage in historic times. A similar effect could be produced by tsunami waves (Otero, 2008), whose period is similar to that of atmospheric gravity waves typical in this region. These cannot be observed in our study, since these ports are located at the shadow zone with respect to the BIG'95 debris flow, where no significant amplitudes were obtained and not enough grid resolution is available to study these local effects. Nevertheless, grid size of Zone 3 allows observing that no resonance effects are induced in Palma Bay by the leader waves generated. Its wave periods (10-15 min) are smaller than the natural oscillation of Palma Bay, between 17 to 20 min (TRANSFER, 2009). However, coastal features such as small bays with natural oscillation periods smaller than 10 min can generate resonance effects (e.g. Santa Ponça, Fig. 2.10). Periods of tsunamis generated by Algerian coast seismic sources (Alvarez et al., 2010) are larger than those generated by submarine landslides.

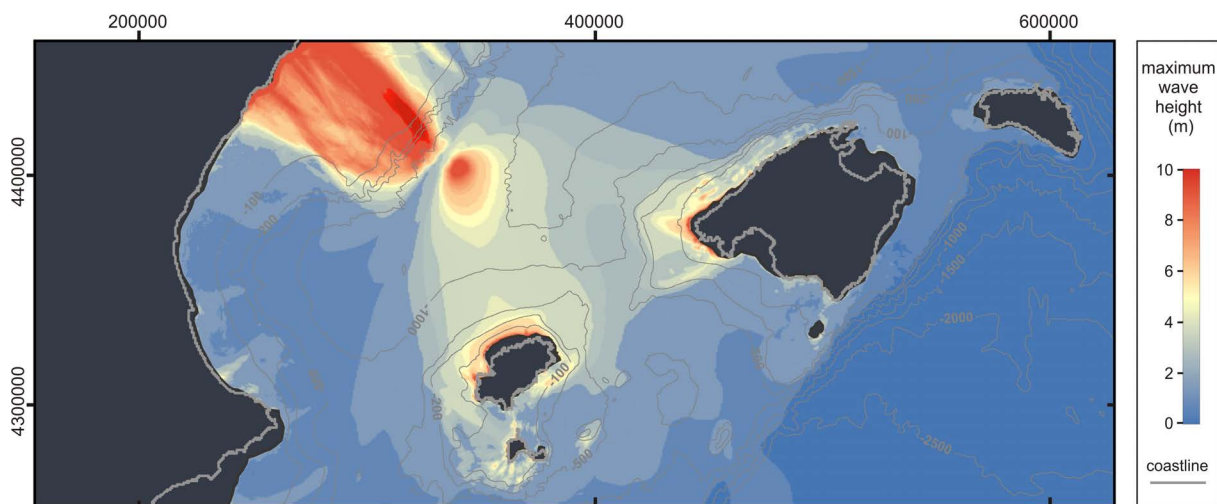


Fig. 2.12. Maximum free surface elevation plot reached at each point of Zone 1 (see Fig. 2.6). Highest values (red) are mainly located over the Ebro Margin continental shelf. See figure 2.1 for place and feature names.

Wave spectra usually have a strong variability due to local bottom morphology, causing the same tsunami event to yield different spectral outputs for each station, as in the case computed for the BIG'95 tsunami (Fig. 2.11). The common general characteristics in the oscillation periods are the signature of this specific source. The wave spectrum of Castelló station differs from the rest mainly at low frequencies (long periods), related to local topography and its major effect on long wave oscillations at Castelló site. The prominent peak at 30 min in that station (Fig. 2.11) could be

caused by resonant excitation of trapped edge waves on the Ebro shelf, since resonance effects on the shelves often occur at low frequencies (Abe, 2001; Pelinovsky et al., 2009; Ivelskaya et al., 2010). The low energy content in the spectra of both source and deposit stations is due to the distance to the coast, which prevents any resonance effects.

Numerical simulations also yield important information on wave arrival time at different locations, which is only dependent of the bathymetry. High resolution data sets are necessary to estimate realistic arrival times. In our study area, the difference in arrival times would give very little leeway (only ~ 37 min) to forecast and warn about the tsunami arrival to the Iberian Peninsula once it had been reported in Eivissa coasts.

The large urban concentrations and infrastructures in our study area are mainly located along the coastline, being the case of Balearic Islands ever more evident due to its high dependence on maritime communications. Moreover, economy is centered in summer tourism, which tends to locate facilities and buildings to the coast. This also produces a large hourly and seasonal variation in community sensitivity, which could be very elevated during beach hours on summer. High sensitivity and exposure to a potential tsunami affecting the coast entail a high vulnerability and therefore, an elevated risk for these communities. Risk also depends on hazard and therefore on tsunami frequency (i.e., its recurrence interval) (ten Brink et al., 2009). Although no landslide recurrence studies are available for the Catalano-Balearic Sea, at least two major mass wasting deposits are embedded within the Plio-Quaternary sequence in the BIG'95 debris flow area as seen in seismic reflection profiles (Lastras et al., 2004b), which sum up to several smaller landslide deposits observed throughout the Valencia Trough (Lastras et al., 2007). The lack of precise dating of such deposits prevents establishing a realistic recurrence time for landslide events in the Catalano-Balearic Sea.

Short earthquake records available in the North African margin avoid inferring an accurate recurrence time for seismic events, although Swafford and Stein (2007) infer a 95 yr mean recurrence for $M \geq 7$ events in the area. Tsunami watch and warning statements are issued by NOAA/WEST Coast and Alaska Tsunami Warning Center when an earthquake exceeds the threshold magnitude that has been calculated for a given area using the historical record (Whitmore et al., 2009). Given that El Asnam ($M=7.3$) and Zemmouri ($M=6.9$) earthquakes were tsunamigenic, similar $M \geq 7$ events could be considered as probably tsunamigenic, thus yielding an inferred tsunami recurrence time of 95 yr. Although this earthquake-generated tsunami recurrence time is much shorter than the landslide-generated tsunami one, the later can be much larger, at least if we compare the computed BIG'95 generated tsunami with either the measured one produced by the Zemmouri earthquake or the simulated for other North African earthquakes (TRANSFER, 2009; Alvarez et al., 2010).

Urgeles et al. (2006) have calculated that the present-day slope in the BIG'95 debris flow area is safe (factor of security 1.77) and that a pseudostatic acceleration of almost 0.1 g is needed to promote further failure; thus, the potential of such an event at present is low in the absence of a significant earthquake shock. Nevertheless, it should be noted that the BIG'95 debris flow is not the only mass-wasting event identified in the Valencia Trough, but several, although smaller, landslide masses have been identified throughout (Lastras et al., 2007) whose tsunami potential is yet to be investigated.

The BIG'95 debris flow deposit has been dated to have occurred at prehistoric times (Lastras et al., 2002), and the generated tsunami has been simulated in this work in present-day conditions. At that time, sea level was located ~40-50 m below the present sea-level (Lambeck and Bard, 2000; Lambeck et al., 2011). Obviously, this caused coastlines to be located at a shorter distance from the current continental shelf edge than at present. The generated wave above the source and depositional areas would not be different to that simulated under present-day conditions, since water depth differences between the two times would be less than 4-5% at 1000 m water depth. Thus, the BIG'95 debris flow would also be tsunamigenic in prehistoric sea-level conditions, but its effects should be somehow different taking into account that: (1) less shoaling effect would exist in the Iberian coast, but (2) the coast would be located closer to the source area and dissipation of the wave would be minor with respect to current-day conditions.

2.1.8. CONCLUSIONS

Using the CORnell Multigrid COupled Tsunami model, we have demonstrated that the 11,500 cal yr BP BIG'95 submarine debris flow in the Western Mediterranean was capable to trigger a local tsunami. The landslide would produce a rounded dipole tsunami wave with a negative back-going wave directed towards the Iberian Peninsula and a positive out-going wave towards the Balearic Islands. This rounded dipole is in agreement with that expected from a point-source generated tsunami, in contrast to elongated dipoles generated by line-source generated tsunami, such as those triggered by earthquakes (e.g. movements along a linear fault).

In a present-day scenario, the first wave arrival would occur in the northern coast of Eivissa Island 18 min after the triggering. A strong shoaling effect produced by the presence of the Ebro continental shelf would increase wave height (up to 9 m) and delay arrival time to the Iberian Peninsula (54 min since triggering). The period of the leading waves, between 10 and 15 min, would produce resonance effects in little bays with natural oscillation periods lower than 10 min, notably increasing wave amplitude (up to 9 m in Santa Ponça Bay).

The presence of the Mallorca and Eivissa islands, which are obstacles for the wave spreading, produce both wave reflection and diffraction effects. Mallorca Island is large enough to create a protected shadow area to its southeast, whereas Eivissa Island does not produce such an effect, and its leeward coasts, together with Formentera coasts, could be hit by the stronger diffracted front wave.

Numerical simulations are a useful tool to assess tsunami hazard in places where local bathymetry and topography could amplify considerably the wave effect, as well as delay the wave arrival to the coast. In order to obtain high quality simulations, a good assessment of both bathymetry and landslide parameters is required.

2.1.9. ACKNOWLEDGEMENTS

This research was supported by the TRANSFER project, EC contract 037058-TRANSFER funded by the European Commission's Sixth Framework Programme, GRACCIE-CONSOLIDER project (ref. CSD2007-00067) of the Spanish PN I+D+I and a Generalitat de Catalunya "Grups de Recerca Consolidats" grant (2009 SGR 1305). O. Iglesias and R. Durán are supported by a FPU fellowship of the Spanish Ministerio de Educación and a Juan de la Cierva fellowship of the Spanish Ministerio de Ciencia e Innovación, respectively, and E. Tahchi is supported by a Marie Curie Intra European Fellowship. The authors would also like to thank all scientists and crew who participated in sea-going activities to obtain geophysical data. We thank G. Papadopoulos, an anonymous reviewer and the editor for their thoughtful revisions. RTD projects funding the cruises are also acknowledged. The publication reflects only the views of the authors. The EC is not liable for any use that may be made of this paper.

2.1.10. REFERENCES CITED

Abe, K. 2001. Exclusion of a coastal effect from tsunamis recorded at ports in the use of the observed seiche. *International Tsunami Symposium 2001 Proceedings*, 611-618.

Acosta, J., Canals, M., López-Martínez, J., Muñoz, A., Herranz, P., Urgeles, R., Palomo, C., Casamor, J.L., 2003. The Balearic Promontory geomorphology (western Mediterranean): morphostructure and active processes. *Geomorphology* 49, 177–204. doi: 10.1016/S0169-555X(02)00168-X.

Acosta, J., Canals, M., Carbó, A., Muñoz, A., Urgeles, R., Muñoz-Martín, A, Uchupi, E., 2004. Sea floor morphology and Plio-Quaternary sedimentary cover of the Mallorca Channel, Balearic Islands, western Mediterranean. *Marine Geology* 206, 165–179. doi: 10.1016/j.margeo.2004.02.008.

Alasset, J. P., Hébert, H., Maouche, S., Calbini, V., Meghraoui, M. 2006. The tsunami induced by the 2003 Zemmouri earthquake ($M_w=6.9$ Algeria): modelling and results. *Geophysical Journal International* 166, 213–226. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02912.x.

- Álvarez, J.A., Olabarrieta, M., González, M., Otero, L.J., Carreño, E., 2010. The Impact of Tsunamis on the Island of Majorca Induced by North Algerian Seismic Sources. *Turkish Journal Of Earth Sciences* 19, 367–383. doi: 10.3906/yer-0812-7.
- Ambiàs, D., Canals, M., Urgeles, R., Lastras, G., Liqueste, C., Hughes-Clarke, J.E., Casamor, J.L., Calafat, A.M., 2006. Morphogenetic mesoscale analysis of the northeastern Iberian margin, NW Mediterranean Basin. *Marine Geology* 234, 3–20. doi: 10.1016/j.margeo.2006.09.009.
- Assier-Rzadkiewicz, S., Heinrich, P., Sabatier, P. C., Savoye, B., Bourillet, J.F., 2000. Numerical modelling of a landslide-generated tsunami: the 1979 Nice event. *Pure and Applied Geophysics* 157, 1707–1727. doi: 10.1007/PL00001057.
- Auzende, J. M., Bonnin, J., Olivet, J. L., 1975. La marge nord-africaine considérée comme marge active. *Bulletin de la Société Géologique de France* 17, 681–690.
- Bondevik, S., Løvholt, F., Harbitz, C., Mangerud, J., Dawson, A., Inge, S.J., 2005a. The Storegga Slide tsunami—comparing field observations with numerical simulations. *Marine and Petroleum Geology* 22, 195–208. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2004.10.003.
- Bondevik, S., Mangerud, J., Dawson, S., Dawson, A., Lohne, Ø., 2005b. Evidence for three North Sea tsunamis at the Shetland Islands between 8000 and 1500 years ago. *Quaternary Science Reviews* 24, 1757–1775. doi: 10.1016/j.quascirev.2004.10.018.
- Bryant, E., 2008. *Tsunami: the underrated hazard* (2nd edition). Springer, Berlin, Germany, 336 pp.
- Bugge, T., Belderson, R.H., Kenyon, N.H., 1988. The Storegga slide. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 325, 357–388. doi: 10.1098/rsta.1988.0055.
- Canals, M., Catafau, E., Serra-Raventós, J., 1982. Toponímia de la mar Catalano-Balear (amb un glosari de termes genètics). *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 26, 169–194.
- Canals, M., Casamor, J.L., Urgeles, R., Lastras, G., Calafat, A. M., De Batist, M., Masson, D., Berné, S., Alonso, B., Hughes-Clarke, J. E., 2000. The Ebro continental margin, Western Mediterranean Sea: Interplay between canyon-channel systems and mass wasting processes. In Nelson, C. H., Weimer, P., eds. *Deep-water Reservoirs of the World*. GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference, Houston, Texas, p. 152-174.
- Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J. L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Hafliðason, H., Imbo, Y., Laberg, J.S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D.G., Sultan, N., Trincardi, F., Bryn, P., 2004. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Marine Geology* 213, 9–72. doi: 10.1016/j.margeo.2004.10.001.
- Casas, D., Ercilla, G., Baraza, J., Alonso, B., Maldonado, A. 2003. Recent mass-movement processes on the Ebro continental slope (NW Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology* 20, 445–457. doi: 10.1016/S0264-8172(03)00078-3.
- Dan, G., Sultan, N., Savoye, B., 2007. The 1979 Nice harbour catastrophe revisited: Trigger mechanism inferred from geotechnical measurements and numerical modelling. *Marine Geology* 245, 40–64. doi: 10.1016/j.margeo.2007.06.011.

- Dawson, A.G., Long, D., Smith, D. E., 1988. The Storegga Slides: evidence from eastern Scotland for a possible tsunami. *Marine Geology* 82, 271–276. doi: 10.1016/0025-3227(88)90146-6.
- El-Robrini, M., Gennesseaux, M., Mauffret, A., 1985. Consequences of the El-Asnam earthquakes: Turbidity currents and slumps on the Algerian margin (Western Mediterranean). *Geo-Marine Letters* 5, 171–176. doi: 10.1007/BF02281635.
- Farran, M., Maldonado, A., 1990. The Ebro continental shelf: Quaternary seismic stratigraphy and growth patterns. *Marine Geology* 95, 289–312. doi: 10.1016/0025-3227(90)90121-Y.
- Fine, I. V., Rabinovich, A.B., Bornhold, B.D., Thomson, R E., Kulikov, E.A., 2005. The Grand Banks landslide-generated tsunami of November 18, 1929: preliminary analysis and numerical modeling. *Marine Geology* 215, 45–57. doi: 10.1016/j.margeo.2004.11.007.
- Geist, E.L., Lynett, P.J., Cahytor, J.D., 2008. Hydrodynamic modeling of tsunamis from the Currituck Landslide. *Marine Geology* 264, 41–52. doi: 10.1016/j.margeo.2008.09.005.
- Gennesseaux, M., Mauffret, A., Pautot, G., 1980. Les glissements sousmarins de la pente continentale niçoise et la rupture des câbles en mer Ligure (Méditerranée occidentale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 290, 959–962.
- Hamdache, M., Peláez, J.A., Yelles-Chauche, A.K., 2004. The Algiers, Algeria Earthquake (Mw 6.8) of 21 May 2003: Preliminary Report. *Seismological Research Letters* 3, 360–367. doi: 10.1785/gssrl.75.3.360.
- Harbitz, C.B., 1992. Model simulations of tsunamis generated by the Storegga Slides. *Marine Geology* 105, 1–21. doi: 10.1016/0025-3227(92)90178-K.
- Harbitz, C.B., Løvholt, F., Pedersen, G., Masson, D. G., 2006. Mechanisms of tsunami generation by submarine landslides: a short review. *Norwegian Journal of Geology* 86, 255–264.
- Hébert, H., Alasset, P.J., 2003. The tsunami triggered by the 21 May 2003 Algiers earthquake. *CSEM/EMSC Newsletter*, 20, 10–12.
- Heinrich, P., Piatanesi, A., Okal, E A., Hébert, H., 2000. Near-field modeling of the July 17, 1998 tsunami in Papua New Guinea. *Geophysical Research Letters* 27, 3037–3040. doi: 10.1029/2000GL011497.
- Imamura, F., Hashi, K., 2002. Re-examination of the source mechanism of the 1998 Papua New Guinea earthquake and tsunami. *Pure and Apply Geophysics*. 160, 2071–2086. doi: 10.1007/s00024-003-2420-2.
- Ivelskaya, T., Shevchenko, G., Korolyov, P., 2010. Spectral analysis of Chilean tsunami (February 27, 2010) records on the Pacific coast of Russia. *EGU General Assembly Conference Abstracts* 12, Viena, EGU2010-15697.
- Kulikov, E.A., Rabinovich, A.B., Thomson, R.E., Bornhold, B.D., 1996. The landslide tsunami of November 3, 1994, Skagway Harbor, Alaska. *Journal of Geophysical Research* 101, 6609–6615. doi: 10.1029/95JC03562.
- Lambeck, K., Bard, E., 2000. Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30000 years. *Earth Planetary Sciences Letters* 175, 203–222.
- Lambeck, K., Antonioli, F., Anzidei, M., Ferranti, L., Leoni, G., Scicchitano, G., Silenzi, S., 2011. Sea level change along the Italian coast during the Holocene and projections for the future. *Quaternary International* 232, 250–257. doi: 10.1016/j.quaint.2010.04.026.

- Lastras, G., Canals, M., Hughes-Clarke, J.E., Moreno, A., De Batist M., Masson, D.G., Cochonat, P., 2002. Seafloor imagery from the BIG'95 debris flow, western Mediterranean. *Geology* 30, 871–874. doi: 10.1130/0091-7613(2002)030<0871:SIFTBD>2.0.CO;2.
- Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., Hughes-Clarke, J.E., Acosta, J., 2004a. Shallow slides and pockmark swarms in the Eivissa Channel, Western Mediterranean Sea. *Sedimentology* 51, 837–850. doi: 10.1111/j.1365-3091.2004.00654.x.
- Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., De Batist, M., Calafat, A.M., Casamor, J.L., 2004b. Characterization of the recent BIG'95 debris flow deposit on the Ebro margin, Western Mediterranean Sea, after a variety of seismic reflection data. *Marine Geology* 213, 235–255. doi: 10.1016/j.margeo.2004.10.008.
- Lastras, G., De Blasio, F.V., Canals, M., Elverhøi, A., 2005. Conceptual and numerical modeling of the BIG'95 debris flow, Western Mediterranean Sea. *Journal of Sedimentary Research* 75, 784–797. doi: 10.2110/jsr.2005.063.
- Lastras, G., Canals, M., Amblas, D., Frigola, J., Urgeles, R., Calafat, A.M., Acosta, J., 2007. Slope instability along the northeastern Iberian and Balearic continental margins. *Geologica Acta* 5, 35–47.
- Lastras, G., Canals, M., Amblas, D., Lavoie, C., Church, I., De Mol, B., Duran, R., Calafat, A.M., Hughes-Clarke, J.E., Smith, C., Heussner, S., "Euroleón" cruise shipboard party, 2011. Understanding sediment dynamics of two large submarine valleys from seafloor data: Blanes and La Fonera canyons, northwestern Mediterranean Sea. *Marine Geology in press*. doi: 10.1016/j.margeo.2010.11.005.
- Lee, H.J., Locat, J., Desgagnés, P., Parsons, J.F., McAdoo, B.G., Orange, D.L., Puig, P., Wong, F.I., Dartnell, P., Boulanger, E., 2007. Submarine mass movements on continental margins. In Nittrouer, C.A., Austin, J.A., Field, M.E., Kravitz, J.H., Syvitski, J.P.M., Wiberg, P.L. (eds), *Continental Margin Sedimentation: From Sediment Transport to Sequence Stratigraphy*. Wiley-Blackwell Publishing, Oxford, International Association of Sedimentologists Special Publication, 37, 213–274.
- Liu, P. L.F., Woo, S.B., Cho Y.S., 1998. *Computer Programs for Tsunami Propagation and Inundation*. School of Civil and Environmental Engineering, Cornell University, Ithaca, 111 pp.
- López-Venegas, A.M., ten Brink, U.S., Geist, E.L., 2008. Submarine landslide as the source for the October 11, 1918 Mona Passage tsunami: Observations and modeling. *Marine Geology* 254, 35–46. doi: 10.1016/j.margeo.2008.05.001.
- Maillard, A., Mauffret, A., 1993. Structure et volcanisme de la fosse de Valence (Méditerranée nord-occidentale). *Bulletin de la Société Géologique de France* 164, 365–383.
- Marcos, M., Monserrat, S., Medina, R., Orfila, A., Olabarrieta, M., 2009. External forcing of meteorological tsunamis at the coast of the Balearic Islands. *Physics and Chemistry of the Earth* 34, 938–947.
- Masson, D. G., Harbitz, C. B., Wynn, R. B., Pedersen, G., Løvholt F., 2006. Submarine Landslides: processes, triggers and hazard prediction. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 364, 2009–2039. doi: 10.1098/rsta.2006.1810.
- Mauffret, A., 2007. The Northwestern (Maghreb) boundary of the Nubia (Africa) Plate. *Tectonophysics*, 429, 21–44. doi: 10.1016/j.tecto.2006.09.007.

McSaveney, M.J., Goff, J.R., Darby, D.J., Goldsmith, P., Barnett, A., Elliott, S., Nongkas, M., 2000. The 17 July 1998 tsunami, Papua New Guinea: evidence and initial interpretation. *Marine Geology* 170, 81–92. doi: 10.1016/S0025-3227(00)00067-0.

Mohrig, D., Whipple, K.X., Hondzo, M., Ellis, C., Parker, G., 1998. Hydroplaning of subaqueous debris flows. *Geological Society of America Bulletin* 110, 387–394. doi: 10.1130/0016-7606(1998)110<0387:HOSDF>2.3.CO;2.

Monserrat, S., Ibbetson, A., Thorpe, A.J., 1991. Atmospheric gravity waves and the Rissaga phenomenon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 117, 553–570. doi: 10.1002/qj.49711749907.

Muñoz, A., Lastras, G., Ballesteros, M., Canals, M., Acosta, J., Uchupi, E., 2005. Sea floor morphology of the Ebro shelf in the region of the Columbretes Islands, Western Mediterranean. *Geomorphology* 72, 1–18. doi: 10.1016/j.geomorph.2005.04.012.

Nelson, C.H., Maldonado, A., 1988. Factors controlling depositional patterns of Ebro Turbidite Systems, Mediterranean Sea. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 72, 698–716.

Nelson, C.H., Maldonado, A., 1990. Factors controlling late Cenozoic continental margin growth from the Ebro Delta to the western Mediterranean deep sea. *Marine Geology* 95, 419–440. doi: 10.1016/0025-3227(90)90127-6.

Okal, E.A., Synolakis, C.E., Uslu, B., Kalligeris, N., Voukouvalas, E., 2009. The 1956 earthquake and tsunami in Amorgos, Greece. *Geophysical Journal International* 178, 1533–1554. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04237.x.

Otero, L., 2008. Metodología para evaluar la peligrosidad debido a tsunamis en costas españolas. PhD Thesis, Universidad de Cantabria, Spain, 239 pp.

Papadopoulos, G.A., Kortekaas, S., 2003. Characteristics of landslide generated tsunamis from observational data. In Locat, J. and Miernert, J. eds. *Submarine mass movements and their consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 367–374.

Papadopoulos, G.A., Daskalaki, E., Fokaefs, A., Giraleas, N., 2007. Tsunami hazards in the Eastern Mediterranean: strong earthquakes and tsunamis in the East Hellenic Arc and Trench system. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 7, 57–64.

Pelinovsky, E., Poplavsky, A., 1996. Simplified model of tsunami generation by submarine landslides. *Physics and Chemistry of the Earth* 21, 13–17. doi: 10.1016/S0079-1946(97)00003-7.

Pelinovsky, E., Sladkevich, M., Chubarov, L., Didenkulova, I., Kit, E., Shokin, Yu., Beisel, S., Levin, A., 2009. The 1956 Greek tsunami recorded at Yafo (Israel) and its numerical modeling. *EGU General Assembly Conference Abstracts* 10, Viena, 11, EGU2009-131.

Perissoratis, C., Papadopoulos, G., 1999. Sediment instability and slumping in the southern Aegean Sea and the case history of the 1956 tsunami. *Marine Geology* 161, 287–305.

Rabinovich, A.B., Thomson, R.E., Kulikov, E.A., Bornhold, B.D., Fine, I.V., 1999. The Landslide-generated tsunami of November 3, 1994 in Skagway Harbor, Alaska: a case study. *Geophysical Research Letters* 26, 3009–3012. doi: 10.1029/1999GL002334.

- Rahiman, T.I.H., Pettinga, J.R., Watts, P., 2007. The source mechanism and numerical modelling of the 1953 Suva tsunami, Fiji. *Marine Geology* 237, 55–70. doi: 10.1016/j.margeo.2006.10.036.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics* 315, 209–233. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00289-9.
- Rzadkiewicz, S.A., Mariotti, C., Heinrich, P., 1996. Modelling of submarine landslides and generated water waves. *Physics and Chemistry of the Earth* 21, 7–12. doi: 10.1016/S0079-1946(97)00002-5.
- Shanmugam, G., 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology* 17, 285–342. doi: 10.1016/S0264-8172(99)00011-2.
- Skvortsov, A., 2002. Numerical simulation of landslide-generated tsunamis with application to the 1975 failure in Kitimat Arm, British Columbia, Canada. PhD Thesis. School of Earth and Ocean Sciences, University of Victoria. 115 pp.
- Soloviev, S.L., Solovieva, O.N., Go, Ch.N., Kim, K.S., Shchetnikov, N.A., 2000. Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000 B.C. – 2000 A.D. *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 243 pp.
- Sultan, N., Cochonat, P., Canals, M., Cattaneo, A., Dennielou, B., Haflidason, H., Laberg, J.S., Long, D., Mienert, J., Trincardi, F., Urgeles, R., Vørren, T.O., Wilson, C., 2004. Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach. *Marine Geology* 213, 291–321. doi: 10.1016/j.margeo.2004.10.011.
- Swafford, L., Stein, S., 2007. Limitations of the short earthquake record for seismicity and seismic hazard studies. *The Geological Society of America*, 425, 49–58.
- Tappin, D.R., Matsumoto, T., Watts, P., Satake, K., McMurtry, G.M., Matsuyama, M., Lafoy, Y., Tsuji, Y., Kanamatsu, T., Lus, W., Iwabu-chi, Y., Yeh, H., Matsumoto, Y., Nakamura, M., Mahoi, M., Hill, P., Crook, K., Anton, L., Walsh, J.P., 1999. Sediment slump likely caused 1998 Papua New Guinea tsunami. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 80, 329–340. doi: 10.1029/99E000241.
- Tappin, D.R., Watts, P., Grilli, S.T., 2008. The Papua New Guinea tsunami of 17 July 1998: anatomy of a catastrophic event. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8, 243–266. doi: 10.5194/nhess-8-243-2008.
- ten Brink, U.S., Lee, H.J., Geist, E.L., Twichell, D., 2009. Assessment of tsunami hazard to the U.S. East Coast using relationships between submarine landslides and earthquakes. *Marine Geology* 264, 65–73. doi: 10.1016/j.margeo.2008.05.011.
- TRANSFER, 2009. Tsunami scenarios for the Balearic Islands with focus on Palma de Mallorca and flooding maps of Palma de Mallorca. Deliverable D8.3 of project TRANSFER, 6th European Framework Program.
- Trifunac, M.D., Todorovska, M.I., 2002. A note on differences in tsunami source parameters for submarine slides and earthquakes. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 22, 143–155. doi: 10.1016/S0267-7261(01)00057-4.
- Urgeles, R., Leynaud, D., Lastras, G., Canals, M., Mienert, J., 2006. Back-analysis and failure mechanisms of a large submarine slide on the ebro slope, NW Mediterranean. *Marine Geology* 226, 185–206. doi: 10.1016/j.margeo.2005.10.004.

Wang, X., 2006. COMCOT User Manual. Version 1.6. Tech. rep., School of Civil and Environmental Engineering, Cornell University, USA, 23 pp.

Wang, X., Liu P.L.F., 2005. A numerical investigation of Boumerdes-Zemmouri (Algeria) Earthquake and Tsunami. *Computer Modeling in Engineering & Sciences* 10, 171–183.

Watts, P., Grilli, S. T., Kirby, J.T., Fryer, G.J., Tappin, D.R., 2003. Landslide tsunami case studies using a Boussinesq model and a fully nonlinear tsunami generation model. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3, 391–402.

Watts, P., Grilli, S.T., Tappin, D.R., Fryer, G.J., 2005. Tsunami Generation by Submarine Mass Failure. II: Predictive Equations and Case Studies. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 131, 298–310. doi: 10.1061/(ASCE)0733-950X(2005)131:6(298).

Whitmore, P., ten Brink, U., Caropolo, M., Huerfano-Moreno, V., Knight, W., Sammler, W., Sandrik, A., 2009. NOAA/West Coast and Alaska Tsunami Warning Center Atlantic Ocean Response Criteria. *Science of Tsunami Hazards* 28, 86–107.

2.2. TSUNAMIGENIC POTENTIAL OF SMALL ADJACENT SUBMARINE LANDSLIDES: A STUDY CASE IN EIVISSA CHANNEL, WESTERN MEDITERRANEAN SEA

Olaia Iglesias^a, Galderic Lastras^a, Jorge Macías^b, José M. González-Vida^b, José L. Casamor^a, Sergio Costa^{a,c}, Miquel Canals^a

a GRC Geociències Marines, Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, Campus de Pedralbes, E-08028 Barcelona, Spain

b EDANYA Research Group, Departamento de Análisis Matemático, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, Campus de Teatinos, s/n, E-29071, Spain

c Barcelona-CSI, Institut de Ciències del Mar, Passeig Marítim de la Barceloneta, 37-49, E-08003, Spain

Submitted September 2015. Marine Geology.

2.2.1. ABSTRACT

Four adjacent submarine landslides have been identified in the Eivissa Channel, Western Mediterranean Sea, which have small individual volumes (up to 0.4 km³) and lengths (up to 8 km), and are located in a continental slope with relatively low gradients (less than 3°). Landslides with these characteristics are commonly considered as non-tsunamigenic, generally without performing any in-depth analysis. In order to test such a common view, the four slides in the Eivissa Channel, namely Ana, Joan, Nuna and Jersi slides, and their tsunamigenic potential, have been investigated and numerically simulated using the landslide-tsunami coupled landslide-HySEA model.

Landslide simulations begin when a sediment volume starts moving with a given initial velocity from its original location, and thus the simulations do not take into account pre-landslide conditions or triggering mechanisms. Model parameters (initial velocity, Coulomb friction angle of the sliding mass, basal friction and its density ratio with water) for the investigated landslides have been adjusted after 9,000 simulations, so that the resulting deposits best reproduce present-day morphologies at the seafloor. The four landslides share the same slip plane, which might indicate synchronicity. Consequently, to take all options into account, landslides have been simulated both as isolated events and as a multi-sliding synchronous event.

Free water surface analyses reveal that each of these landslides, although holding the potential to generate tsunami waves, would have resulted in waves with small significant heights (<0.51 m) when reaching the nearest coastlines, with the exception of a short coastal stretch at Formentera Island where waves would exceed 2 m in height. Joan Slide, the largest of the four slides, could have triggered a 5 m high positive tsunami wave over its depositional area, whereas the lowest

tsunamigenic potential corresponds to Jersi Slide, which is the one with the lowest initial velocity. Synchronous landsliding implies the coupling of the four resulting tsunami waves, leading to an up to 22% increase in wave height at the nearest coastline with respect to the worst case scenario for individual landslide simulations. Against currently accepted views on the null or minor tsunamigenic potential of small landslides, our results illustrate the danger of hazard underestimation when pre-conditioning factors (e.g. well defined along slope slip planes) and triggers (e.g. earthquakes) favouring synchronous landsliding co-occur in a given area.

2.2.2. KEYWORDS

Submarine landslides; tsunami; Western Mediterranean Sea; numerical simulation; synchronous landslides.

2.2.3. INTRODUCTION

Submarine landslides are geohazards both because of the consequences of their direct impact on the coastline and seafloor infrastructures, and capacity to result in tsunami generation. Although submarine landslide-generated tsunamis are less frequent than those directly generated by earthquakes (NGDC/WDS, 2015), the former have been identified as the source of many of the larger unexpected or "surprise" tsunamis (Ward, 2001), such as the 1929 Grand Banks (Fine et al., 2005) and the 1998 Papua New Guinea tsunamis (Geist, 2000), or as contributors to the aggravation of earthquake-generated tsunamis (Tappin et al., 2014).

The most relevant parameters that define the tsunamigenic potential of a submarine landslide are volume, initial acceleration, maximum velocity and water depth (Harbitz et al., 2006). Studies of submarine landslides are mostly based on seafloor and sub-seafloor geophysical data, sedimentological analyses of sediment cores, and in situ and laboratory geotechnical tests of selected samples. Tank experiments and numerical modelling are also used for basic understanding and comparison purposes. Finally, onshore landslides are sometimes considered for reference. While such data allow constraining the morphosedimentary characteristics of submarine landslides, knowing the physical properties of the sediments involved and inferring their dynamics while sliding, the lack of in situ observations while on-going precludes precisely determining key parameters that control their dynamics, such as initial acceleration and maximum velocity. The main exception is rare data obtained mostly from submarine cable breaks caused by submarine landslides (e.g. Heezen and Ewing, 1952; Piper et al., 1988; Cattaneo et al., 2012; Carter et al., 2014).

Furthermore, the relation between sediment volume, water depth and tsunamigenic potential is not straightforward. For instance, landslides occurring in large water depths may generate very high

waves, and also small volume landslides may cause damaging waves. The first case is well illustrated by simulations of the large 80 km³ North Gorringe avalanche, in the southwest Iberian margin, which would have generated a >15 m high wave even though the landslide occurred at depths exceeding 3000 m (Lo Iacono et al., 2012). The second case is illustrated by the locally destructive 1979 tsunami of Nice, in France, which was caused by a sediment landslide of 0.1 km³ only (Assier-Rzadkiewicz et al., 2000). Urgeles and Camerlenghi (2013) have estimated that in the Mediterranean Sea failures larger than 0.1 km³, which may generate local damage to coastal and offshore infrastructures, have a mean recurrence interval of ~100 years, with possibilities that it is actually ~20 years only. In contrast, slope failures in excess of 10 km³ are expected to occur every ~1000 years. In addition, the existence of groups of small submarine landslides affecting relatively short sections of continental slopes is relatively common, as observed in the California continental margin (Greene et al., 2006), the Sicily Channel (Minisini et al., 2007) and the Catalan margin (Lastras et al., 2007). The possibility of synchronous occurrence for these landslides in response to a single triggering mechanism and event (i.e. an earthquake) has to be taken into account for evaluating tsunami generation and wave interaction.

In this work we assess the tsunamigenic potential of four adjacent and small submarine landslides in the Eivissa Channel, Western Mediterranean Sea, namely Ana, Joan, Nuna and Jersi slides, assuming present-day sea-level conditions. A coupled landslide-tsunami numerical model (Fernández-Nieto et al., 2008) has been applied to simulate these landslides and their effects over the free water surface. We have analysed each slide separately and have evaluated, for the first time, a plausible multi-event scenario in which the four slides occur at the same time, allowing us to investigate tsunami wave interaction and how multiple synchronous submarine landslides may increase tsunami hazard in comparison to single events. This study seeks to contribute to the assessment of scenario-based tsunami hazards in the Mediterranean Sea and, in a broader frame, to groundtruth the generally accepted relationship between landslide volume and tsunamigenic potential, increasing also the awareness of non-seismic sources for tsunami hazard evaluation.

2.2.4. GEOLOGICAL SETTING

The Eivissa Channel, where the investigated slides are located, is a relatively shallow waters (<800 m) saddle-shaped depression between the Iberian Peninsula and the westernmost end of the Balearic Promontory (Acosta et al., 2003). The channel also separates the Algero-Balearic Basin to the south from the Valencia Trough to the north (Fig. 2.13). The channel is asymmetrical in cross-section as the Iberian margin to the west is influenced by river sourced terrigenous inputs, while the Balearic margin to the east is a carbonated (Canals and Ballesteros, 1997). This is reflected in the nature and development of Plio-Quaternary sedimentary sequences in both margins of the channel. The

investigated landslides are aligned north-south along the 600-850 m water depth interval in the Balearic margin of the Eivissa Channel (Fig. 2.13), and involve carbonate-rich ($\sim 50\%$ CaCO_3) silty clays with layers of biogenic sands (Lafuerza et al., 2012).

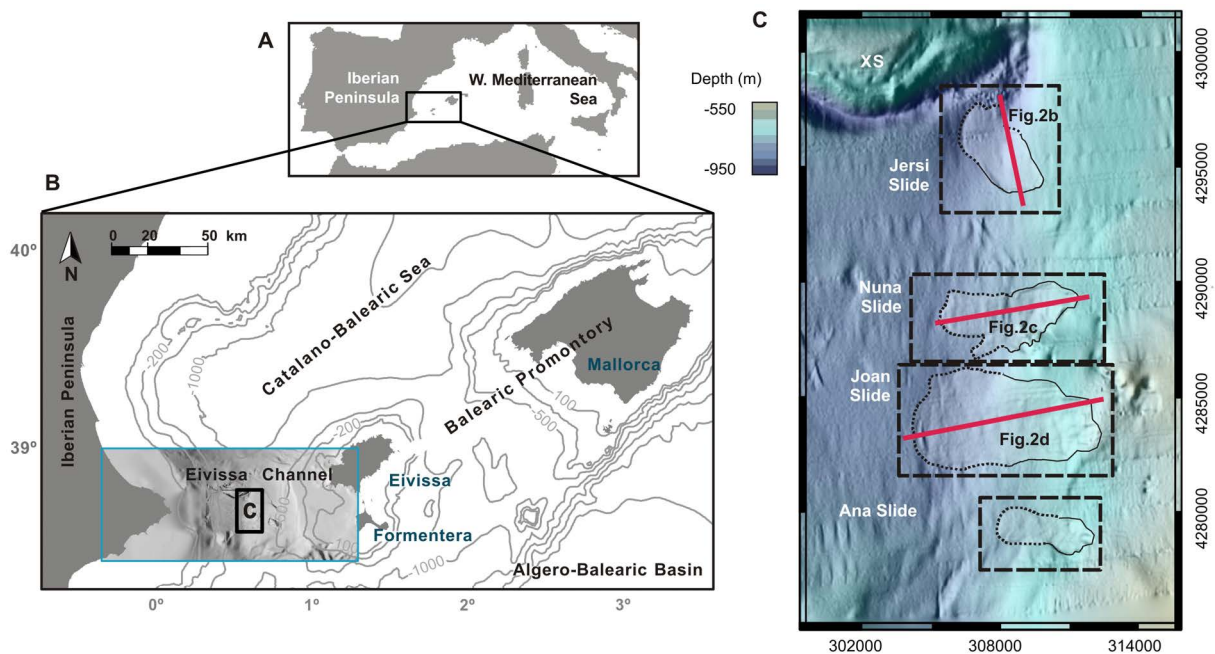


Fig. 2.13. (A) General map of the Western Mediterranean Sea. (B) Location map of the Eivissa Channel in the marine area around the Balearic Promontory with isobaths every 100 m. The blue box with shaded bathymetry corresponds to the largest computational grid. (C) Shaded bathymetry of the Balearic slope where the four investigated slides are. Dotted lines mark the limit of the depositional lobes, and bold lines the headwall scarps. Dashed black rectangles limit the smaller computational grids. Red lines represent TOPAS PS40 profiles in Figure 2.14. XS: Xàbia seamount.

The four landslides lay on top of the Plio-Quaternary sequence and are overlain by ~ 2.5 m of post-landslide sediment (Lafuerza et al., 2012). Ana Slide, extending from 635 to 740 m depth, along an average slope of 1.6° , affected an area of 6 km^2 and remobilized a sediment volume of 0.1 (Berndt et al., 2012) to 0.14 km^3 (Lastras et al., 2004) (Fig. 2.13). Joan Slide, located 2.5 km northwards, is the largest one, with a length of 8 km and an area of 16 km^2 (Fig. 2.13). It disturbed a volume of 0.4 km^3 (Lastras et al., 2004) of sediment on a slope segment with an average gradient of 2.5° . Ana Slide and also Nuna and Jersi slides (see further down) form a depositional lobe with positive relief at their deeper distal ends. In contrast, Joan Slide does not display such a distal lobe (Lastras et al., 2004), but its deposit fills a depression at the base of the slope that is controlled by a north-south oriented set of faults (Fig. 2.14). Nuna Slide, involving an area of 10.3 km^2 and a volume of 0.31

km³ (Lastras et al., 2004), lays less than 1 km to the north (Fig. 2.13). Its headwall scar is located at 675 m depth, whereas its bifurcated depositional lobe, 6 km downslope, reaches 860 m of water depth (Fig. 2.13C). The Nuna Slide distal lobe overlies fault traces that likely are the continuation of the ones observed under Joan slide (Fig. 2.14). Jersi Slide, the northernmost one, remobilised 0.19 km³ of sediment, covering an area of 7.9 km² between 750 m and 890 m of water depth where the average slope gradient is 1.9° (Lastras et al., 2004). The slide deposit fills a smooth depression immediately south of Xàbia Seamount, a prominent relief that separates the southern Eivissa Channel, where our four slides are, from the northern Eivissa Channel (Fig. 2.14). Sediment displacement in Jersi Slide followed a SE-NW direction, contrasting with the E-W direction of the other three slides, all of them determined by the direction of local maximum slope gradient.

The four Eivissa Channel landslides share the same slip plane, which suggests that they could have occurred synchronously after a common triggering event (Lastras et al., 2004). Ana Slide has been dated at 61.5 kyr BP (Lafuerza et al., 2012). Numerous fluid escape structures such as pockmarks have been observed in the Balearic side of the Eivissa Channel (Acosta et al., 2001), some of which at very short distance or at the edge of the scars of the landslides in the Eivissa Channel (Lastras et al., 2004). The presence of methane within the Plio-Quaternary sedimentary sequence in Eivissa Channel would have decreased sediment strength (Berndt et al., 2012; Lafuerza et al., 2012; Panieri et al., 2012). It is also considered that an earthquake likely triggered, at least, Ana Slide (Lafuerza et al., 2012).

2.2.5. DATA SET

Multibeam bathymetry data have been used to reconstruct the pre-landslide seafloor topography (cf. section 2.2.6.2), to compare simulation results with the morphology of the modern seafloor (cf. section 2.2.6.3) and to determine tsunami propagation (cf. section 2.2.7). Multibeam bathymetry data from Eivissa Channel were acquired using a Simrad EM12 multibeam echo sounder on board *BIO Hespérides* during BIG'95, Marinada and Hermesione cruises in 1995, 2002 and 2009, respectively. The above-mentioned EM12 dataset was merged with a lower resolution one covering a larger area, which was provided by *Instituto Español de Oceanografía*, to obtain a 50 m cell size digital elevation model (DEM) that has been employed for tsunami propagation analysis. High-resolution P-Cable 3D seismic data collected during *RRS Charles Darwin* CD174 cruise in 2006 over Ana Slide area (Berndt et al., 2012), together with TOPAS PS40 parametric sub-bottom seismic reflection profiles over the other three landslides, obtained during the Hermesione cruise, have been applied to delineate the base of the landslides (cf. section 2.2.6.2).

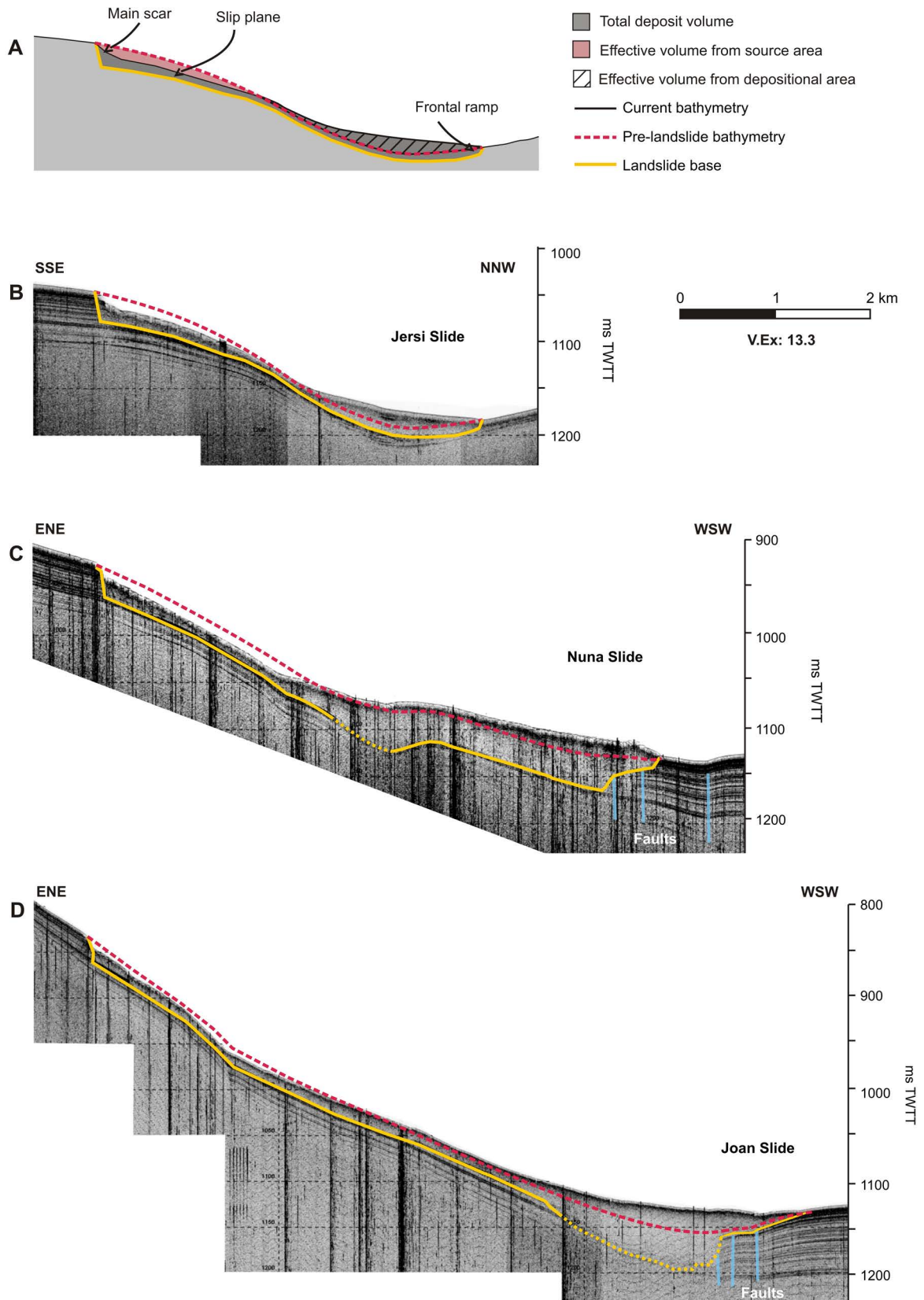


Fig. 2.14. (A) Schema depicting the different surfaces and volumes discussed in the text. TOPAS PS40 profiles across (B) Jersi Slide, (C) Nuna Slide and (D) Joan Slide. TWTT: two-way travel time. V.Ex.: Vertical Exaggeration. Location of profiles in Fig. 2.13C.

2.2.6. METHODOLOGY

2.2.6.1. LANDSLIDE-GENERATED TSUNAMI MODEL

We have used the landslide-HySEA model developed by EDANYA group (Universidad de Málaga, Spain) to simulate the landslides and subsequent tsunamis in Eivissa Channel. This model implements a coupled system of equations composed of two depth-averaged model types: the system for the slide material is represented by a Savage-Hutter model type (Savage and Hutter, 1989), while the water dynamics model is represented by the non-linear shallow water equations (Fernandez-Nieto et al., 2008). The slide material is modelled as a fluidized granular phase, which flows over a basal un-erodible surface and within a zero-viscosity upper layer (sea water). This model has been previously used to simulate the Lituya Bay mega-tsunami (González-Vida et al., submitted) and a submarine landslide in the Alboran Sea (Macías et al., 2015). As input data, the model requires the location of the fixed basal surface (slip plane) and the “definition”, in terms of location and thickness, of the slide layer. The basal surface and the slide layer define the initial bathymetry (cf. section 2.2.6.2). The Coulomb friction angle and the friction coefficients between fluid layers and with the basal surface have to be provided, as well as the ratio of densities between the water and the landslide material. When at rest, the landslide layer will not move if its basal slope angle is smaller than the given Coulomb friction angle. If such condition applies when the landslide layer is already moving, then it will tend to stop. The model also allows defining an initial velocity of the landslide layer.

Friction between sediment and water is described by means of a constant Manning roughness coefficient. A typical value of 0.013 (Imamura et al., 2006 and references therein; Wu et al., 2008; Li et al., 2012) has been chosen for this study. The volume of the landslide layer is kept constant during the simulation. A granular layer seems adequate to simulate the Eivissa Channel slides, as carbonate-rich sediments can behave like loose non-cohesive sand during shear (Pizzimenti and Silva, 2008), i.e. when the material is mobilized. The model has been run over five spatial domains: four smaller computational grids including each of the landslides individually during the model parameter analysis (cf. section 2.2.6.3) and a larger domain to simulate tsunami propagation (Fig. 2.13). Simulations have been carried out assuming present-day sea-level conditions and coastline location.

2.2.6.2. DETERMINATION OF LAYER INTERFACES

In order to determine the location of the fixed basal surface and the definition, in terms of location and thickness, of the superimposed landslide layer at the beginning of the simulation, a pre-landslide bathymetry, that is, the bathymetry previous to the landslide event has been reconstructed for each

of the slides. Slide perimeters were identified based on the more recent bathymetries and the previous limits defined by Lastras et al. (2004). On TOPAS PS40 profiles, the landslide deposits show mostly transparent to chaotic seismic facies, with some apparently undisturbed blocks, whereas non-failed sections of the slope consist of parallel-stratified seismic reflectors (Lastras et al., 2004; Berndt et al., 2012) (Fig. 2.14). A credible pre-landslide bathymetry surface (Fig. 2.14A) has been generated following the general bathymetric trend of non-failed areas outside slide perimeters, also assuming that such surface must have been essentially parallel to stratified seismic reflectors underlying the investigated landslides, as shown by TOPAS PS40 profiles.

Depth values of slide bases, including the main scar, the intermediate transport zone and the frontal ramp (Fig. 2.14), have been extracted from TOPAS PS40 profiles using the Kingdom Suite software assuming a P wave speed of $1550 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ within the sediment. Depth values have been interpolated using a minimum curvature method, which provides a consistent solution both geometrically and geologically. The total volume of each landslide has been calculated by integrating the volume between the landslide base (yellow line in Fig. 2.14) and the present-day bathymetry. The volume of Ana Slide has been calculated from the above-mentioned 3D seismic block (cf. section 2.2.5).

Landslides in the Eivissa Channel are frontally confined *sensu* Frey-Martinez et al. (2006), which means that the remobilised materials do not evacuate the initial landslide perimeter. Consequently, the total volume differs significantly from the effective volume, which is the volume of material displacing water during the landslide movement and thus contributing to tsunami generation. This effective volume is bounded by the pre-landslide (paleo-)bathymetry and the present-day seafloor surfaces, both in the source area and in the depositional area (Fig. 2.14A). Such a volume is the one used to define the thickness of the landslide layer entered to the model. Although *a priori* we could expect that the effective volume calculated in the source area and in the depositional area should yield the same result, the effective volume evacuated from the source area differs from the one in the depositional area for all landslides. Since the landslide-HySEA model is not able to reproduce volume changes in the landslide layer, the pre-landslide (paleo-)bathymetry surface in the depositional area has been raised by reducing or enlarging the deposit thickness for each cell in percentage terms, so that resultant effective volumes in the source and depositional areas become equal. This recomputed pre-landslide bathymetry, as well as the effective thickness in the source area of each landslide, are the initial conditions of the computational scenarios.

2.2.6.3. MODEL PARAMETERS ANALYSIS

In order to define the values used for the input parameters (Coulomb friction angle, friction coefficient between landslide and the basal surface, and density ratio between fluid layers) we have performed parameter sensitivity analysis using four grids centred on each landslide (dashed

rectangles in Fig. 2.13C). Values must obviously be physically plausible and also take into account previous literature. Regarding the Coulomb friction angle, Lafuerza et al. (2012) established a value of 28° for sediments at rest and with a certain degree of consolidation recovered from Ana Slide. Factors such as fluid overpressure in the sediment, gradual disintegration during landslide or even liquefaction could account for significant decreases of this parameter (Lastras et al., 2005; Elverhøi et al., 2010). Consequently we have analysed Coulomb friction angle values ranging between 3° and 28° .

A range of values from 0 to 0.1 has been analysed for the friction coefficient between the landslide layer and the basal surface. The lowest value relates to the presence of gas along the basal “weak” layer, recognized as the most important preconditioning factor favouring rupture and displacement (Lafuerza et al., 2012). Density ratio between the water and the landslide layer has been considered to range between 0.56 and 0.64, taking into account a mean seawater density of $1.024 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ and a sediment density from 1.6 to $1.8 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, the later values measured by Lafuerza et al. (2012) on Ana Slide sediments.

The effects of an initial velocity (module and direction) have also been taken into account, with values ranging from 0 to $45 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. A zero value implies that at the beginning of the simulation the landslide material is at rest and accelerates solely by gravity, while a value of $45 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ means that the landslide material has already such velocity at the beginning of the simulation. These values are within the range of those described for submarine landslides of sediment accumulations (Jiang and Leblond, 1992; Lastras et al., 2005).

A total of 9,000 simulations have been performed using different combinations of parameter values within the above-mentioned ranges. The final bathymetric configuration of each simulation, i.e. the bathymetry after the sliding mass stops, has then been compared with current bathymetry, computing the root-mean-square error (RMSE) for each of the four small computational grids (Fig. 2.13.C), as shown by equation [2.1], where Z_{esc,t_f} represents the depth of each cell after the landslide stops, Z_{real} the present-day depth, and n is the number of cells of each grid.

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (Z_{\text{esc},t_f} - Z_{\text{real}})^2} \quad [\text{Ec. 2.1}]$$

We assume that the more similar to present-day bathymetry the seafloor imprint generated by the modelled landslide is, the more appropriate the chosen parameter values are. Hence, scenarios with the lowest RMSE are interpreted as the most credible ones.

2.2.7. RESULTS

2.2.7.1. TOTAL AND EFFECTIVE VOLUMES

The total volumes of the landslides range between 0.103 km³ for Ana Slide and 0.307 km³ for Joan Slide (Table 2.1). These values differ from those published by Lastras et al. (2004) based on each landslide's area and mean thickness. Effective volumes, accounting for the volume that produces water displacement and therefore can contribute to tsunami generation, range between 15% and 42% of the total volume of each landslide (Table 2.1).

	Ana Slide	Joan Slide	Nuna Slide	Jersi Slide
Total deposit volume (km ³)				
Lastras et al. (2004)	≈0.14	≈0.4	≈0.31	≈0.19
Berndt et al. (2012)	≈0.1	-	-	-
This study	0.103	0.307	0.182	0.108
Effective volume (km ³)	0.021	0.13	0.027	0.033
Effective volume vs total volume	20.4%	42.3%	14.9%	30.5%

Table 2.1. Total and effective volumes of the four adjacent landslides in the Eivissa Channel, as previously published and calculated in this study.

2.2.7.2. LANDSLIDE SIMULATIONS

The aim of our landslide simulations is to reproduce, by using a coupled numerical model, a credible moving mass along the seafloor that transfers energy to the water column and thus contribute to tsunami generation. We do not intend to reproduce the triggering of the Eivissa Channel landslides nor landslide dynamics.

The simulations performed evidence that, even applying extremely low Coulomb friction angle (3°), low sediment density (1.4 g·cm⁻³) and no friction between layers, the sediment layer stays at rest. Thus an initial velocity at the start of the simulation is needed to produce sediment displacement. The higher the density, the internal friction angle and the friction between layers are, the higher is the initial velocity required by the moving sediment mass to fit the observed present-day deposit. Assuming that the sediment properties are constant along the margin, we have established a set of values that are common to the four landslides and represent those scenarios with lower RMSE values. In addition, such scenarios with lower initial velocities have been prioritized to avoid

overestimating the tsunamigenic potential (cf. section 2.7.2.3). These values are a Coulomb friction angle of 4° , a friction coefficient with the basal surface of 0, and a density ratio of 0.6 (i.e. a sediment density of $1.706 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$). Then, 121 new scenarios have been computed for each landslide, with velocity values ranging from $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ to $40 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, with $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ steps, and direction angles between $\sim 241^\circ$ and 298.5° , with $\sim 5.7^\circ$ steps (0.1 rad), also following a clockwise direction with respect to the north. RMSEs have been calculated subsequently in order to establish the initial velocity needed for each landslide. As an example, Figure 2.15 plots the RMSEs, normalized with respect to the best-fit scenario, computed for Joan Slide for a direction of 275.7° , showing how a change in $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ in the initial velocity represents, in this particular configuration, a six-fold increase in RMSE.

The scenarios that better describe the seafloor imprint of each of the landslides are compiled in Table 2.2. Seafloor change due to the landslides is shown in figures 2.16A, 2.17A, 2.18 and 2.19A for Ana, Joan, Nuna and Jersi slides, respectively, at time steps $t=0 \text{ s}$ (pre-landslide bathymetry), $t=24$, $t=40$ and $t=96 \text{ s}$, i.e. during landslide occurrence and after stopping.

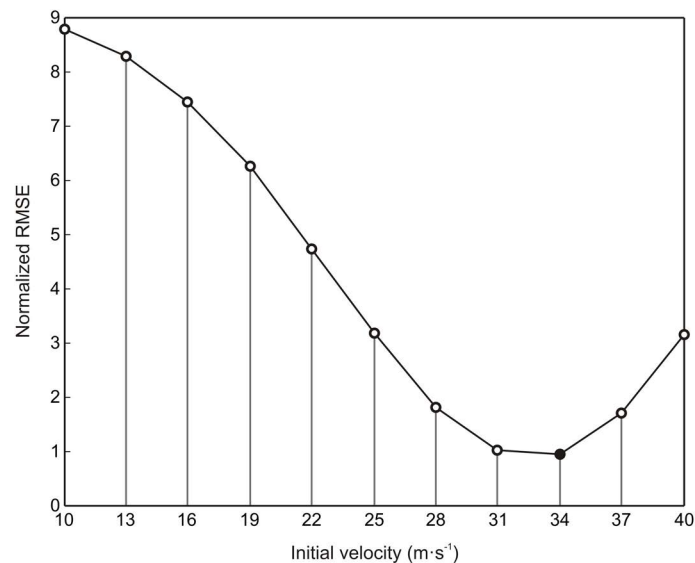


Fig. 2.15. Normalized root-mean-square error (RMSE) against initial velocity, with a direction of 275.7° , computed for Joan Slide using a Coulomb friction angle of 4° , a friction coefficient with the basal surface of 0, and a density ratio of 0.6.

2.2.7.3. TSUNAMI SIMULATIONS

Deformation of the free water surface generated by each of the landslides is shown in figures 2.16B, 2.17B, 2.18B and 2.19B for Ana, Joan, Nuna and Jersi slides, respectively, 8 s after the beginning of each simulation, along with wave spreading 2 and 12 minutes after. As expected, all generated dipoles display a trough over the source area and a crest over the depositional area. Positive values range between 1.58 m for Jersi Slide and 4.04 m for Joan Slide, while negative values fluctuate between 2.02 m for Jersi Slide and 5.52 m for Joan Slide (Table 2.2). After 2 minutes, all tsunami waves have spread over a radius of 10 km at a speed of about $300 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$, and display the crests with the highest amplitudes moving westward and eastward, except for the tsunami generated by Jersi Slide, whose highest crests progress northward and southward. Positive amplitudes head the westward and northward waves, whereas negative amplitudes lead eastward and southward waves.

	Ana Slide	Joan Slide	Nuna Slide	Jersi Slide
Landslide initial velocity				
Module ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	25	34	34	22
Direction	275.7°	275.7°	270°	298.6°
Wave dipole characteristics after 8 s				
Positive height (m)	2.96	4.4	2.25	1.58
Negative height (m)	2.55	5.52	2.24	2.02
Wave height at Cape la Nao synthetic station				
Positive height (m)	0.06	0.51	0.12	<0.05
Negative height (m)	<0.05	0.3	0.06	<0.05
Wave height at Eivissa synthetic station				
Positive height (m)	<0.05	0.08	<0.05	<0.05
Negative height (m)	<0.05	-0.3	0.08	<0.05

Table 2.2. Initial velocities (module and direction) used in the simulations, for a common Coulomb friction angle of 4° , a friction coefficient with the basal surface of 0, and a density ratio of 0.6, and characteristics of the resulting tsunami waves.

Simulations show that it takes 11 min to the waves to reach the nearest point (Cape la Nao, represented by a synthetic station) at the Iberian coastline, whereas the nearest coast in the Balears (Eivissa Island, represented by a second synthetic station) is impacted after 14 min. Maximum wave heights are plotted in figures 2.16C, 2.17C, 2.18C and 2.19C for Ana, Joan, Nuna and Jersi slides, respectively, showing an asymmetrical butterfly-shaped distribution of the higher values with respect to the normal of the landslide movement direction, with the highest values over the depositional area and the western side (or northwestern for Jersi Slide). Among the four landslides, the highest waves are generated by Joan Slide (Fig. 2.17C).

Waves reaching the coastlines are significantly lower than those at 2 min time, as expected after energy spreading. Wave height is rather insignificant, as shown by computed marigrams for two synthetic stations placed at the nearest coastal points (Figs. 2.16D, 2.17D, 2.18D and 2.19D, and Table 2.2). The tsunami generated by Joan Slide would produce the highest waves, with heights of up to 0.51 m at Cape la Nao (Fig. 2.17D). Noticeable wave heights (up to 1.55 m high) are reached along a short stretch at Formentera Island as caused by Joan Slide, whereas waves generated by the other landslides barely reach 0.3 m in height at the same location. High waves generated north and south of Cape la Nao result from frictional shoaling effects due to imperfections in the bathymetric grid (see, for example, Fig. 2.17B).

A scenario where the four submarine landslides would occur at the same time has been simulated too (Fig. 2.20 and Video 2.1). Free water surface height 30 s after tsunami generation (Fig. 2.20A) shows the four circular dipole waves over each landslide having higher amplitudes than the ones produced by Joan Slide. Wave interaction occurs then and just 3 min after the wave fronts start to merge forming a single spreading front. This front reaches the synthetic stations after a time similar to the one of individual landslide-generated waves (11 min at Cape la Nao and 14 min at Eivissa Island). The difference is that incoming waves have significantly higher amplitudes, reaching 0.65 m, which represents an increase of 22% in wave height with respect to the extreme individual case. In the above-mentioned coastal stretch at Formentera Island waves would exceed 2 m in height.

2.2.7.4. SENSITIVITY ANALYSIS

Model sensitivity to Coulomb friction angle (Fig. 2.21A), basal friction (Fig. 2.21B), density ratio (Fig. 2.21C) and initial velocity (Fig. 2.21D) has been analysed in order to evaluate the relevance of each of these parameters in terms of tsunami wave height. Synthetic marigrams placed over the depositional area of Joan Slide have been then computed by changing the value of the target parameter and maintaining the other parameters constant using the values of the standard simulation (Coulomb friction angle 4° , basal friction 0, density ratio 0.6, initial velocity $34 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). The results clearly show that the height of the generated tsunami waves depends mostly from initial velocity, whereas the other parameters have a much smaller influence. Increasing Coulomb friction angle by 1° decreases wave height by 0.05 m, whereas changes in the basal friction coefficient or in the density ratio yield barely noticeable changes in free water surface height. Contrarily, an increase of $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ in the initial velocity leads to an increment of 0.45 m in wave height over Joan Slide depositional area.

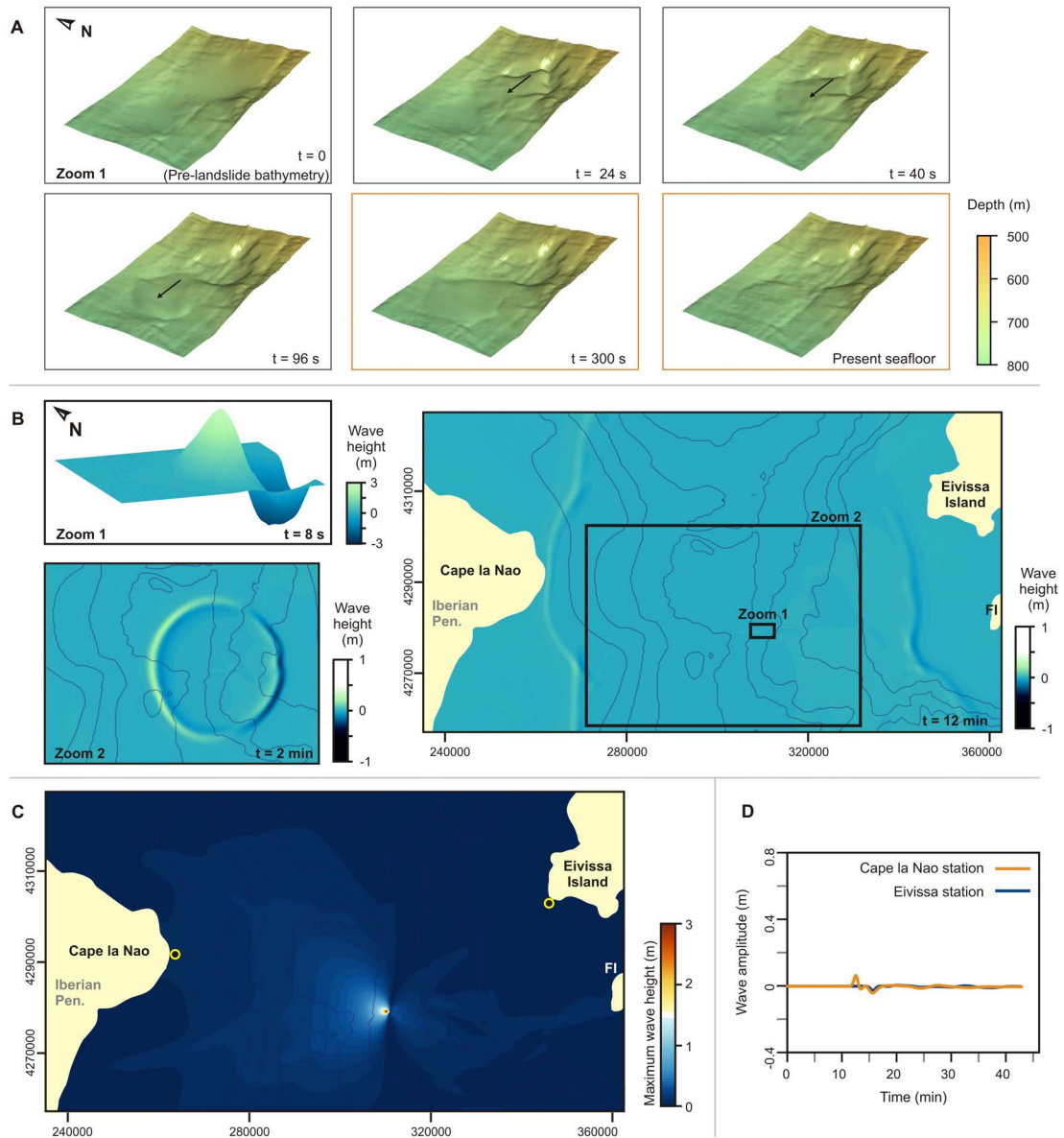


Fig. 2.16. (A) Time steps of bathymetry changes in the Ana Slide computational grid, before landslide triggering ($t=0$), during landsliding (at 24, 40 and 96 s), and when sediment is eventually at rest (300 s), together with the present-day seafloor. (B) Free water surface displacement generated and tsunami spreading 8 s, 2 min and 12 min after the landslide triggering. FI: Formentera Island. (C) Maximum wave height reached during 2500 s after the landslide triggering. (D) Synthetic marigrams recording the tsunami generated by Ana Slide at Cape and Eivissa synthetic coastal stations (location of stations in C).

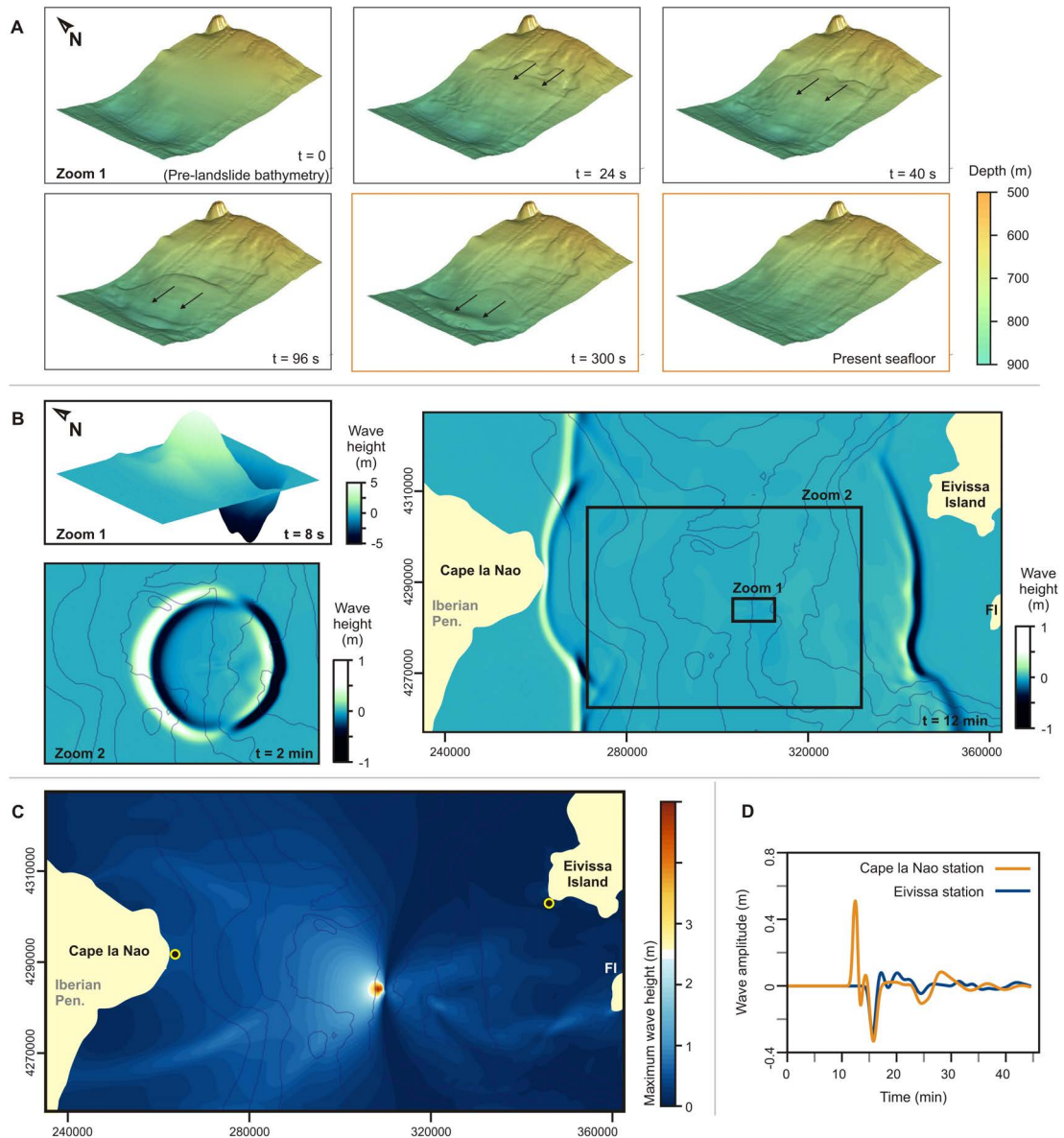


Fig. 2.17. (A) Time steps of bathymetry changes in the Joan Slide computational grid, before landslide triggering ($t=0$), during landsliding (at 24, 40 and 96 s), and when sediment is eventually at rest (300 s), together with the present-day seafloor. (B) Free water surface displacement generated and tsunami spreading 8 s, 2 min and 12 min after the landslide triggering. FI: Formentera Island. (C) Maximum wave height reached during 2500 s after the landslide triggering. (D) Synthetic marigrams recording the tsunami generated by Joan Slide at Cape la Nao and Eivissa synthetic coastal stations (location of stations in C).

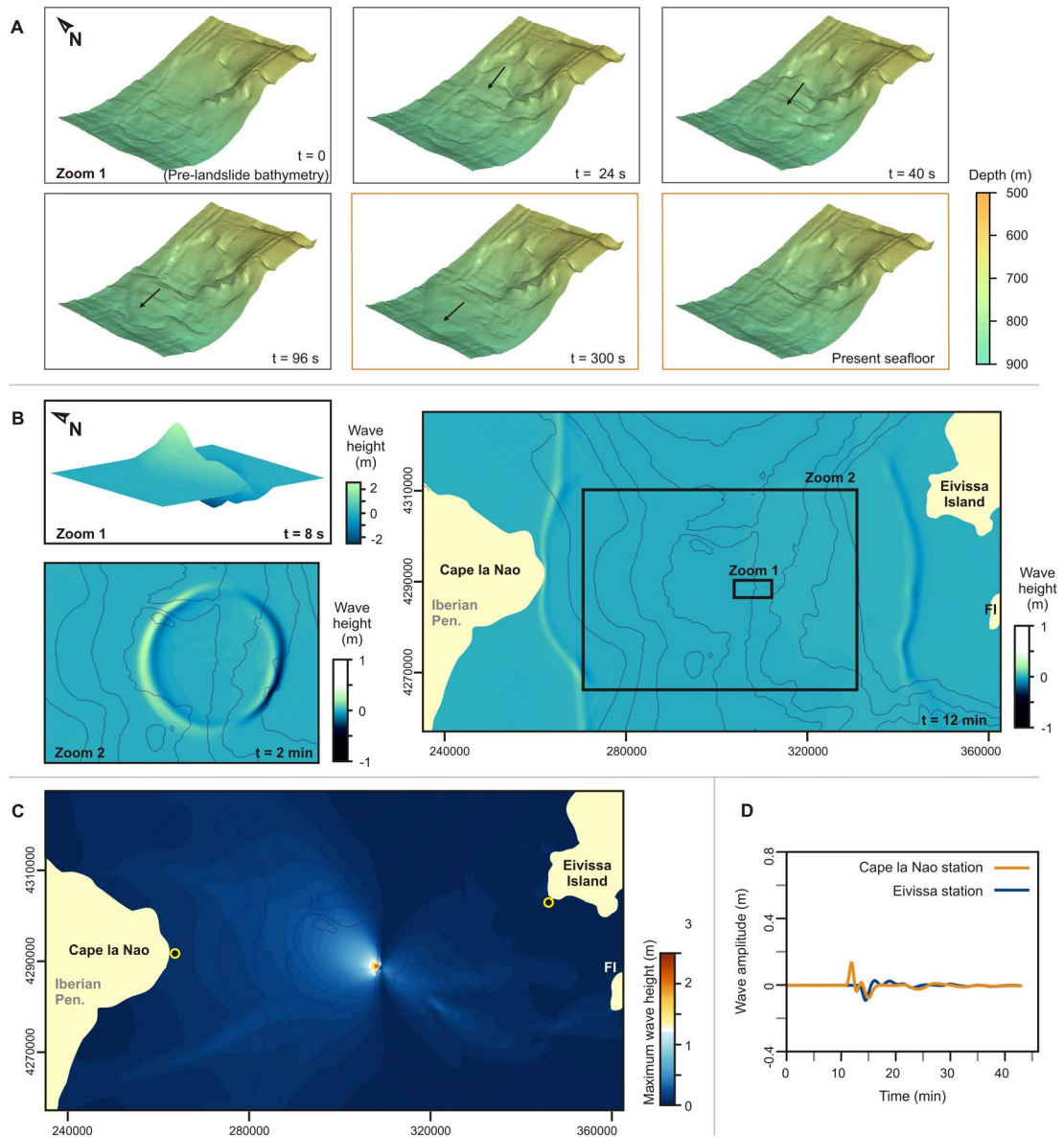


Fig. 2.18. (A) Time steps of bathymetry changes in the Nuna Slide computational grid, before landslide triggering ($t=0$), during landsliding (at 24, 40 and 96 s), and when sediment is eventually at rest (300 s), together with the present-day seafloor. (B) Free water surface displacement generated and tsunami spreading 8 s, 2 min and 12 min after the landslide triggering. FI: Formentera Island. (C) Maximum wave height reached during 2500 s after the landslide triggering. (D) Synthetic marigrams recording the tsunami generated by Nuna Slide at Cape la Nao and Eivissa synthetic coastal stations (location of stations in C).

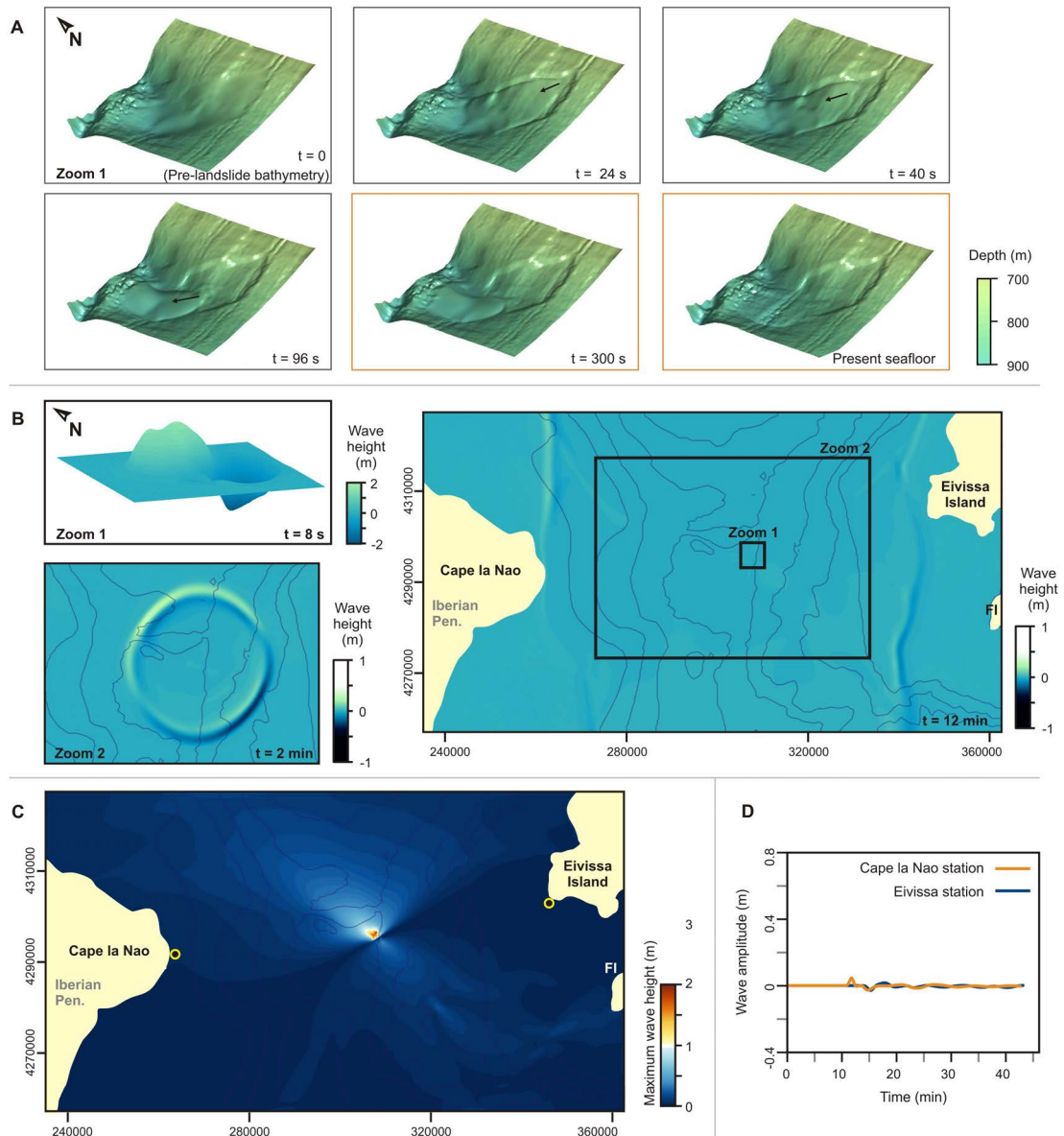


Fig. 2.19. (A) Time steps of bathymetry changes in the Jersi Slide computational grid, before landslide triggering ($t=0$), during landsliding (at 24, 40 and 96 s), and when sediment is eventually at rest (300 s), together with the present-day seafloor. (B) Free water surface displacement generated and tsunami spreading 8 s, 2 min and 12 min after the landslide triggering. FI: Formentera Island. (C) Maximum wave height reached 2500 s after the landslide triggering. (D) Synthetic marigrams recording the tsunami generated by Jersi Slide at Cape la Nao and Eivissa synthetic coastal stations (location of stations in C).

2.2.8. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

As expected for frontally confined landslides (*sensu* Frey-Martinez et al., 2006), we found significant differences between slide total volumes and the calculated effective volumes. The most remarkable case is Nuna Slide, for which the effective volume accounts for 15% of the total volume only. In

contrast, the effective volume of Joan Slide is much higher, with an evacuated effective volume equal to the 43% of the total volume. Nevertheless, this value is still low compared to frontally emergent landslides, such as the nearby BIG'95 debris flow, with 66% (Iglesias et al., 2012). Since effective volume corresponds, in practice, to the volume of water displaced during the landslide movement, it is of the utmost importance to at least estimate such a volume by reconstructing the pre-landslide (paleo-)bathymetry.

Similarly, landslide run-out does not correspond to landslide length. In our simulations, run-out is less than half the length of the landslide. This means that sediment detached from the headwall barely reaches the intermediate part of the landslide, whereas only materials initially located at intermediate positions within the landslide are able to reach its toe. Therefore simply using the total volume and thickness of the landslide deposit, or the total landslide length for tsunami computations could lead to overestimate the tsunamigenic potential. Such miscalculations could occur when using models that do not reproduce the sliding process, but calculate the initial water deformation by directly applying an experimental formulation (e.g. Grilli and Watts, 1999; Grilli et al., 2002).

Results of parameter sensitivity analysis show that initial velocity is the most influential parameter on model results, with higher velocities greatly increasing the amplitude of the generated tsunami waves. Given that higher values of Coulomb friction angles, basal friction and sediment density require higher velocities to achieve the present-day depositional morphology at the seafloor, and in order to avoid tsunamigenic overestimation, we have used values of sediment parameters as much lower as possible yielding the lowest RMSE also within reasonable intervals. While the results of simulations fit well with the present-day seafloor configuration, we are aware that both Coulomb and basal friction values we have used are low, and that velocity is high though within the range of literature values. This implies that whereas our study corresponds to a credible scenario for downslope moving landslide masses, there is some risk that our results also overestimate the generated tsunami. This underlines that establishing the parameters needed, and assuming them constant during the simulation, is one of the main issues of landslide-generated tsunami modelling. In our case, by attributing an initial velocity to the sediment mass, it moves first as a cohesive body and, when velocity decreases and the Coulomb friction becomes the predominant term, it behaves thoroughly as granular material.

Our modelling results show remarkable deformations of the free water surface above each landslide and in the near field, also for low velocities (e.g. $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ in Fig. 2.21D). This evidences the tsunamigenic potential of the Eivissa Channel landslides, even though no relevant waves hit the most part of the neighbouring coasts. It must be underlined that the particular configuration of the Eivissa Channel in terms of landslide location, distance to the coast and overall physiography mostly prevents the arrival of waves of significant height at the coast. Other configurations, such as a wide

continental shelf or a semi-enclosed small basin (e.g. a fjord, ria or narrow embayment) could enhance wave build up and/or resonance effects (Henry and Murty, 1995; Yamazi and Cheung, 2011), as also shown locally at the coastline of Formentera Island due to the specific configuration of its adjacent continental shelf. Therefore, small landslides with effective volumes equivalent to those of the slides in the Eivissa Channel should deserve attention when assessing tsunami hazards in a given region. It would be clearly adventurous discarding them solely based on their small size.

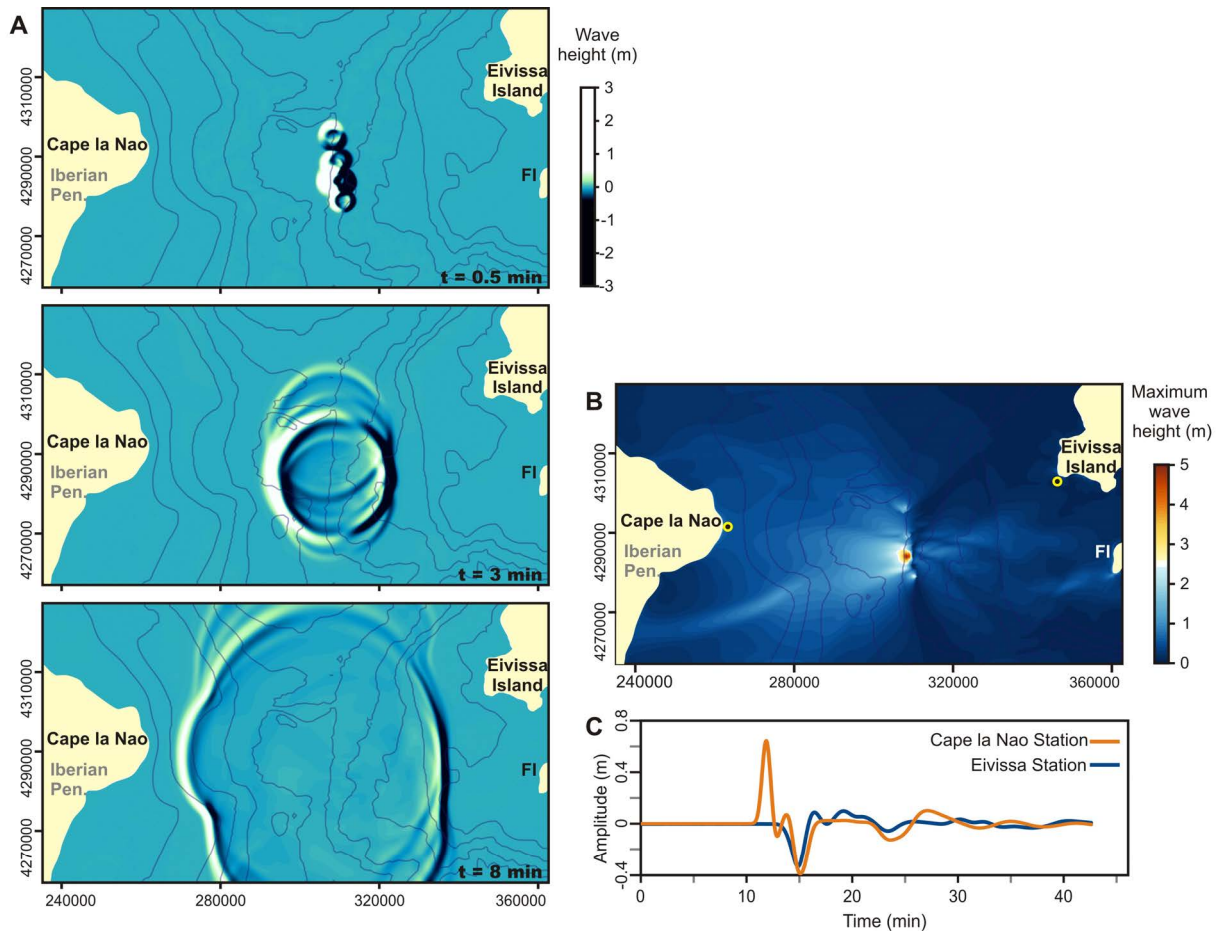


Fig. 2.20. (A). Free water surface displacement generated by the synchronous occurrence of the four landslides in Eivissa Channel, computed at 0.5, 3 and 8 min. (B) Maximum wave height 2500 s after the triggering of the synchronous landslides. (C) Synthetic marigrams registering the tsunami generated by synchronous landsliding at Cape la Nao and Eivissa synthetic coastal stations (location of stations in C).

Lafuerza et al. (2012) suggest that Ana Slide could have been generated by an earthquake of $M_w=5$ within an epicentral distance of 1 km or $7 > M_w > 5$ within < 15 km. The same type of trigger has been proposed for the larger BIG'95 debris flow in the nearby Ebro continental slope (Urgeles et al.,

2006). A likely scenario is that the four landslides in the Eivissa Channel occurred synchronously (Lastras et al., 2004; Lafuerza et al., 2012). In this case, wave amplitude at the coast would have been larger than that of the waves generated by each landslide separately thanks to the coupling of the four wave fronts during spreading. Although in the Eivissa Channel case, with four landslides involved, this yields an increase of up to 22% in wave height with respect to the worst of the individual cases, in a wider passive continental margin, a relatively small seismic shock could produce sudden and widespread synchronous failures of larger sectors leading to even more significant tsunami wave increases. In the recent literature referred to the Western Mediterranean Sea there are accounts of recent shallow landslides that were tsunamigenic (e.g. Stromboli Island in 2002; Chiocci et al., 2008), whereas others were not or did not contribute to aggravate earthquake generated tsunamis (e.g. offshore Algeria as a result of the 2003 Boumerdès earthquake; Cattaneo et al., 2012). This is due to the general geological and physiographic setting where each landslide occurs, to the nature and behaviour of the materials involved, to initial velocity and to the additional parameters mentioned above.

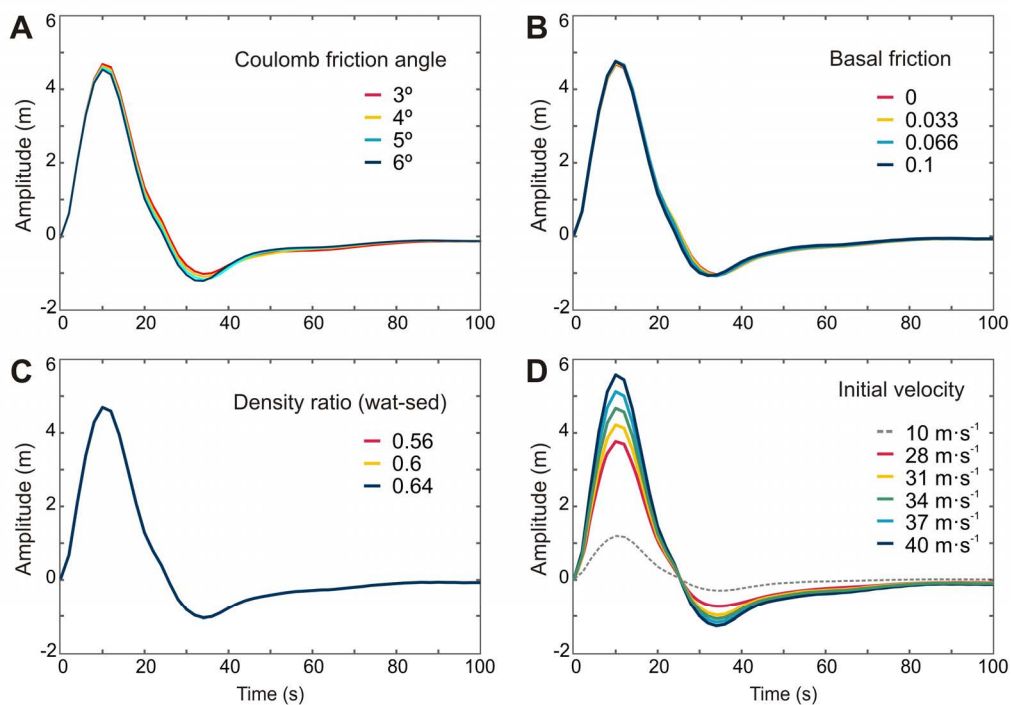


Fig. 2.21. Sensitivity analyses to variations in the parameters used in the simulations, as computed for a synthetic station located over the depositional area of Joan Slide during the first 100 s of the simulation. (A) Free water surface elevations for a varying Coulomb friction angle. (B) Free water surface elevations for a varying basal friction. (C) Free water surface elevations for a varying density ratio. (D) Free water surface elevations for a varying initial velocity. When varying a given parameter, the rest are fixed to a Coulomb friction angle of 4°, a basal friction of 0, a density ratio of 0.6 and an initial velocity 34 m·s⁻¹.

One critical point is that earthquakes with $M_w < 7$, which are deemed non-tsunamigenic by automated early warning systems (see, for example, http://www.tsunami.noaa.gov/warning_system_works.html), can trigger submarine landslides that themselves are also viewed most commonly as non-tsunamigenic. However, these two processes acting together hold the potential to trigger significant and unexpected tsunamis.

In general terms, the tsunamigenic potential of small landslides has been rarely evaluated, partly due to the use of worst-case scenario analysis as the most extended tsunami hazard assessment method (Løvholt et al., 2014). The degree of detail in bathymetry data required for evaluating the tsunamigenic potential of small landslides is not always available despite the potentially hazardous character of such landslides, as our results demonstrate. The assessment of the tsunamigenic capacity of submarine landslides, including the small-sized ones, should be made on a case-by-case basis. Our study also evidences that assessing the tsunamigenic potential of a submarine landslide based only on morphological parameters like area, volume and bathymetric range, can be misleading.

2.2.9. ACKNOWLEDGMENTS

This research was supported by the ASTARTE RTD project funded by the European Commission Seventh Framework Program (grant agreement n. 603839). The research cruises mentioned in section 3 were funded by the Spanish national RTD program, whose support is strongly acknowledged. The GPU computations were performed at the Laboratory of Numerical Methods (Universidad de Málaga). We would like to thank Manuel J. Castro for his useful comments and technical support and Marc de la Asunción for preparing the animation of the numerical simulation in the supplemental material. We also want to thank all scientists and crews who participated in sea-going activities to obtain geophysical data. Special thanks go to Enrique Fernández-Nieto, who initiated the collaboration between the EDANYA Research Group and GRC Geociències Marines. The later research group is supported by a Generalitat de Catalunya Grups de Recerca Consolidats grant (2014 SGR 1068). EDANYA group research is supported by the Junta de Andalucía research project TESELA (P11-RNM7069), the Spanish Government Research projects DAIFLUID (MTM2012-38383-C02-01) and the Universidad de Málaga, Campus de Excelencia Internacional Andalucía Tech. The publication reflects only the views of the authors. The EC is not liable for any use that may be made of this paper.

2.2.10. REFERENCES

- Acosta, J., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M., Vaquero, M., Uchupi, E., 2001. Pockmarks in the Ibiza Channel and western end of the Balearic Promontory (western Mediterranean) revealed by multibeam mapping. *Geo-Marine Letters* 21, 123–130. doi: 10.1007/s003670100074.
- Acosta, J., Canals, M., López-Martínez, J., Muñoz, A., Herranz, P., Urgeles, R., Palomo, C., Casamor, J.L., 2003. The Balearic Promontory geomorphology (western Mediterranean): morphostructure and active processes. *Geomorphology* 49, 177–204. doi: 10.1016/S0169-555X(02)00168-X.
- Assier-Rzadkiewicz, S., Heinrich, P., Sabatier, P.C., Savoye, B., Bourillet, J.F., 2000. Numerical Modelling of a Landslide-generated Tsunami: The 1979 Nice Event. *Pure and Applied Geophysics* 157, 1707–1727. doi: 10.1007/PL00001057.
- Berndt, C., Costa, S., Canals, M., Camerlenghi, A., De Mol, B., Saunders, M., 2012. Repeated slope failure linked to fluid migration: The Ana submarine landslide complex, Eivissa Channel, Western Mediterranean Sea. *Earth and Planetary Science Letters* 319–320, 65–74. doi: 10.1016/j.epsl.2011.11.045.
- Canals, M., Ballesteros, E., 1997. Production of carbonate particles by phytobenthic communities on the Mallorca-Menorca shelf, northwestern Mediterranean Sea. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 44, 611–629. Doi: 10.1016/S0967-0645(96)00095-1.
- Carter, L., Gavey, R., Talling, P.J., Liu, J.T., 2014. Insights into submarine geohazards from breaks in subsea telecommunication cables. *Oceanography* 27, 58–67. doi: 10.5670/oceanog.2014.40.
- Cattaneo, A., Babonneau, N., Ratzov, G., Dan-Unterseh, G., Yelles, K., Bracène, R., Mercier de Lépinay, B., Boudiaf, A., Déverchère, J., 2012. Searching for the seafloor signature of the 21 May 2003 Boumerdès earthquake offshore central Algeria. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 12, 2159–2172. doi: 10.5194/nhess-12-2159-2012.
- Chiocci, F.L., Romagnoli, C., Tommasi, P., Bosman, A., 2008. The Stromboli 2002 tsunamigenic submarine slide: Characteristics and possible failure mechanisms. *Journal of Geophysical Research* 113, B10102. doi: 10.1029/2007JB005172.
- Elverhøi, A., Breien, H., De Blasio, F.V., Harbitz, C.B., Pagliardi, M., 2010. Submarine landslides and the importance of the initial sediment composition for run-out length and final deposit. *Ocean Dynamics* 60, 1027–1046. doi: 10.1007/s10236-010-0317-z.
- Fernández-Nieto, E.D., Bouchut, F., Bresch, D., Castro Díaz, M.J., Mangeney, A., 2008. A new Savage-Hutter type model for submarine avalanches and generated tsunamis. *Journal of Computational Physics* 227, 7720–7754. doi: 10.1016/j.jcp.2008.04.039.
- Fine, I.V., Rabinovich, A.B., Bornhold, B.D., Thomson, R.E., Kulikov, E.A., 2005. The Grand Banks landslide-generated tsunami of November 18, 1929: Preliminary analysis and numerical modeling. *Marine Geology* 215, 45–57. doi: 10.1016/j.margeo.2004.11.007.
- Frey-Martínez, J., Cartwright, J., James, D., 2006. Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: A 3D seismic characterisation. *Marine and Petroleum Geology* 23, 585–604. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2006.04.002.

- Geist, E.L., 2000. Origin of the 17 July 1998 Papua New Guinea Tsunami: Earthquake or Landslide. *Seismological Research Letters* 71, 344–351. doi: 10.1785/gssrl.71.3.344.
- González-Vida, J.M., Macías, J., Castro, M.J., de la Asunción, M., Sanchez-Linares, C., Ortega-Acosta, S., 2015. Modeling Lituya Bay landslide-generated mega-tsunami with a Savage-Hutter Shallow-Water coupled model. *Geophysical Journal International* (*submitted*).
- Greene, H.G., Murai, L.Y., Watts, P., Maher, N.A., Fisher, M.A., Paull, C.E. Eichhubl, P., 2006. Submarine landslides in the Santa Barbara Channel as potential tsunami sources. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 6, 63–88. doi: 10.5194/nhess-6-63-2006.
- Grilli, S.T., Watts, P., 1999. Modeling of waves generated by a moving submerged body: Applications to underwater landslides. *Engineering Analysis with Boundary Elements* 23, 645-656. doi: 10.1016/S0955-7997(99)00021-1.
- Grilli, S.T., Vogelmann, S., Watts, P., 2002. Development of a 3D numerical wave tank for modeling tsunami generation by underwater landslides. *Engineering Analysis with Boundary Elements* 26, 301–313. doi: 10.1016/S0955-7997(01)00113-8.
- Harbitz, C.B., Løvholt, F., Pedersen, G., Masson, D.G., 2006. Mechanisms of tsunami generation by submarine landslides: a short review. *Norwegian Journal of Geology* 86, 255–264.
- Heezen, B.C., Ericson, D.B., Ewing, M., 1954. Further evidence for a turbidity current following the 1929 Grand Banks earthquake. *Deep-Sea Research*. doi: 10.1016/0146-6313(54)90001-5.
- Henry, R.F., Murty, T.S., 1995. Tsunami Amplification Due to Resonance in Alberni Inlet: Normal Modes. In: Tsuchiya, Y., Shuto, N., (Ed.), *Tsunami: Progress in Prediction, Disaster Prevention and Warning*. *Advances in Natural and Technological Hazards Research* 4, Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 117–128.
- Iglesias, O., Lastras, G., Canals, M., Olabarrieta, M., González, M., Aniel-Quiroga, Í., Otero, L., Durán, R., Amblas, D., Casamor, J.L., Tahchi, E., Tinti, S., De Mol, B., 2012. The BIG'95 Submarine Landslide-Generated Tsunami: A Numerical Simulation. *Journal of Geology* 120, 31–48. doi: 10.1086/662718.
- Imamura, F., Yalciner, A.C., Ozyurt, G., 2006. Tsunami modelling manual (TUNAMI model), 58 pp. <http://www.tsunami.civil.tohoku.ac.jp/hokusai3/J/projects/manual-ver-3.1.pdf>
- Jiang, L., 1993. Numerical modeling of submarine landslides and surface water waves which they generate, PhD Thesis. University of British Columbia, Canada. https://circle.ubc.ca/bitstream/id/5455/ubc_1993_spring_phd_jiang_lin.pdf
- Jiang, L., LeBlond P.H., 1992. The coupling of a submarine slide and the surface waves which it generates. *Journal of Geophysical Research* 97(C8), 12731–12744. doi: 10.1029/92JC00912.
- Lafuerza, S., Sultan, N., Canals, M., Lastras, G., Cattaneo, A., Frigola, J., Costa, S., Berndt, C., 2012. Failure mechanisms of Ana Slide from geotechnical evidence, Eivissa Channel, Western Mediterranean Sea. *Marine Geology* 307-310, 1–21. doi: 10.1016/j.margeo.2012.02.010.
- Lastras, G., De Blasio, F. V., Canals, M., Elverhøi, A., 2005. Conceptual and Numerical Modeling of the BIG'95 Debris Flow, Western Mediterranean Sea. *Journal of Sedimentary Research* 75, 784–797. doi: 10.2110/jsr.2005.063.

- Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., Hughes-Clarke, J.E., Acosta, J., 2004. Shallow slides and pockmark swarms in the Eivissa Channel, western Mediterranean Sea. *Sedimentology* 51, 837–850. doi: 10.1111/j.1365-3091.2004.00654.x.
- Lastras, G., Canals, M., Dennielou, B., Droz, L., Ivanov, M., Amblàs, D., Akhmetzhanov, A. and the TTR-14 Leg 3 Cruise Scientific Party, 2006. Eivissa slides, western Mediterranean Sea: morphology and processes. *Geo-Marine Letters* 26 (4), 225–233. doi: 10.2110/jsr.2005.063.
- Lastras, G., Canals, M., Amblas, D., Frigola, J., Urgeles, R., Calafat, A. M., Acosta, J., 2007. Slope instability along the northeastern Iberian and Balearic continental margins. *Geologica Acta* 5, 35–47.
- Li, L., Qiu, Q., Huang, Z., 2012. Numerical modeling of the morphological change in Lhok Nga, west Banda Aceh, during the 2004 Indian Ocean tsunami: understanding tsunami deposits using a forward modeling method. *Natural Hazards* 64, 1549–1574. doi: 10.1007/s11069-012-0325-z.
- Lo Iacono, C., Gràcia, E., Zaniboni, F., Pagnoni, G., Tinti, S., Bartolomé, R., Masson, D.G., Wynn, R.B., Lourencedil, N., de Abreu, M.P., Dañobeitia, J.J., Zitellini, N., 2012. Large, deepwater slope failures: Implications for landslide-generated tsunamis. *Geology* 40, 931–934. doi: 10.1130/G33446.1.
- Løvholt, F., Setiadi, N.J., Birkmann, J., Harbitz, C.B., Bach, C., Fernando, N., Kaiser, G., Nadim, F., 2014. Tsunami risk reduction – are we better prepared today than in 2004? *International Journal of Disaster Risk Reduction* 10, Part A, 127–142. doi: 10.1016/j.ijdr.2014.07.008.
- Macías, J., Vázquez, J.T., Fernández-Salas, L.M., González-Vida, J.M., Bárcenas, P., Castro, M.J., Díaz-del-Río, V., Alonso, B., 2015. The Al-Boraní mass movement system and associated tsunami. A modelling approach. *Marine Geology* 361, 79–95. doi: 10.1016/j.margeo.2014.12.006.
- Minisini, D., Trincardi, F., Asioli, A., Canu, M., Foglini, F., 2007. Morphologic variability of exposed mass-transport deposits on the eastern slope of Gela Basin (Sicily channel). *Basin Research* 19, 217–240. doi: 10.1111/j.1365-2117.2007.00324.x.
- NGDC/WDS (National Geophysical Data Center / World Data Service), 2015. Global Historical Tsunami Database. National Geophysical Data Center, NOAA. doi: 10.7289/V5PN93H7 [Accessed, 2015].
- Panieri, G., Camerlenghi, A., Cacho, I., Sanchez Cervera, C., Canals, M., Lafuerza, S., Herrera, G., 2012. Tracing seafloor methane emissions with benthic foraminifera: Results from the Ana submarine landslide (Eivissa Channel, Western Mediterranean Sea). *Marine Geology* 291–294, 97–112. doi: 10.1016/j.margeo.2011.11.005.
- Piper, D.J.W., Shor, A.N., Hughes Clarke, J.E., 1988. The 1929 “Grand Banks” earthquake, slump, and turbidity current. *Geological Society of America Special Papers* 229, 77–92. doi: 10.1130/SPE229-p77.
- Pizzimenti, P.B., Silva, A.J., 2008. Stress-strain behavior of surficial carbonate sediments from key west, Florida, USA. *Marine Georesources & Geotechnology* 15(4), 335–362. doi: 10.1080/10641199709379952.
- Savage, S.B., Hutter, K., 1989. The motion of a finite mass of granular material down a rough incline. *Journal of Fluid Mechanics* 199, 177–215.

Tappin, D.R., Grilli, S.T., Harris, J.C., Geller, R.J., Masterlark, T., Kirby, J.T., Shi, F., Ma, G., Thingbaijam, K.K.S., Mai, P.M., 2014. Did a submarine landslide contribute to the 2011 Tohoku tsunami? *Marine Geology* 357, 344–361. behavior of surficial carbonate sediments from key west, Florida, USA. doi: 10.1016/j.margeo.2014.09.043.

Urgeles, R., Camerlenghi, A., 2013. Submarine landslides of the Mediterranean Sea: Trigger mechanisms, dynamics, and frequency-magnitude distribution. *Journal of Geophysical Research* 118, 2600–2618. doi: 10.1002/2013JF002720.

Urgeles, R., Leynaud, D., Lastras, G., Canals, M., Mienert, J., 2006. Back-analysis and failure mechanisms of a large submarine slide on the Ebro slope, NW Mediterranean. *Marine Geology* 226 (34), 185-206. doi: 10.1016/j.margeo.2005.10.004.

Ward, S.N., 2001. Landslide tsunami. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106, 11201–11215. doi: 10.1029/2000JB900450.

Wu, T.R., Chen, P.F., Tsai, W.T., Chen, G.Y., 2008. Numerical study on tsunamis excited by 2006 Pigtung earthquake doublet. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 19 (6), 705–715. doi: 10.3319/TAO.2008.19.6.705(PT).

Yamazaki, Y., Cheung, K.F., 2011. Shelf resonance and impact of near-field tsunami generated by the 2010 Chile earthquake. *Geophysical Research Letters* 38 (12), L12605. doi: 10.1029/2011GL047508.

2.3. EFFECTS OF COASTAL SUBMARINE CANYONS ON TSUNAMI PROPAGATION AND IMPACT

Olaia Iglesias^a, Galderic Lastras^a, Carlos Souto^b, Sergio Costa^a, Miquel Canals^a

a GRC Geociències Marines, Universitat de Barcelona, E-08028, Spain

b Grupo de Oceanografía Física, Universidade de Vigo, E-36200, Spain

2014, Marine Geology 350, 39–51. doi: 10.1016/j.margeo.2014.01.013

0025-3227/© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

2.3.1. ABSTRACT

We analyse the variations produced on tsunami propagation and impact over a straight coastline because of the presence of a submarine canyon incised in the continental margin. For ease of calculation we assume that the shoreline and the shelf edge are parallel and that the incident wave approaches them normally. A total of 512 synthetic scenarios have been computed by combining the bathymetry of a continental margin incised by a parameterised single canyon and the incident tsunami waves. The margin bathymetry, the canyon and the tsunami waves have been generated using mathematical functions (e.g. Gaussian). Canyon parameters analysed are: (i) incision length into the continental shelf, which for a constant shelf width relates directly to distance from the canyon head to the coast, (ii) canyon width, and (iii) canyon orientation with respect to the shoreline. Tsunami wave parameters considered are period and sign. The COMCOT tsunami model from Cornell University was applied to propagate the waves across the synthetic bathymetric surfaces. Five simulations of tsunami propagation over a non-canyoned margin were also performed for reference.

The analysis of the results reveals a strong variation of tsunami arrival times and amplitudes reaching the coastline when a tsunami wave travels over a submarine canyon, with changing maximum height location and alongshore extension. In general, the presence of a submarine canyon lowers the arrival time to the shoreline but prevents wave build-up just over the canyon axis. This leads to a decrease in tsunami amplitude at the coastal stretch located just shoreward of the canyon head, which results in a lower run-up in comparison with a non-canyoned margin. Contrarily, an increased wave build-up occurs on both sides of the canyon head, generating two coastal stretches with an enhanced run-up. These aggravated or reduced tsunami effects are modified with (i) proximity of the canyon tip to the coast, amplifying the wave height, (ii) canyon width, enlarging the areas with lower and higher maximum height wave along the coastline, and (iii) canyon obliquity with respect to the shoreline

and shelf edge, increasing wave height shoreward of the leeward flank of the canyon. Moreover, the presence of a submarine canyon near the coast produces a variation of wave energy along the shore, eventually resulting in edge waves shoreward of the canyon head. Edge waves subsequently spread out alongshore reaching significant amplitudes especially when coupling with tsunami secondary waves occurs. Model results have been groundtruthed using the actual bathymetry of Blanes Canyon area in the North Catalan margin. This paper underlines the effects of the presence, morphology and orientation of submarine canyons as a determining factor on tsunami propagation and impact, which could prevail over other effects deriving from coastal configuration.

2.3.2. KEYWORDS

Tsunami; multi-scenario; numerical simulation; submarine canyon

2.3.3. INTRODUCTION

Tsunamis are ocean waves produced by vertical seafloor shifts generated as a result of earthquakes, underwater mass failures or volcanic activity, or by the displacement of the water surface due to a significant impact such as a subaerial landslide or a meteorite entering the water body. Their large wavelength in the open ocean and the height they can attain at the coast confer to tsunami waves a known destructive effect. Several strategies have been developed to understand tsunami generation, propagation and impact, so that at the end casualties and infrastructural damage could be minimised. The use of numerical models has emerged as one of the most useful tools for tsunami risk assessment. This approach is particularly valuable given the inability of directly observing the triggering of tsunamis in most cases and their relatively long recurrence periods involving significant gaps in datasets on past tsunamis. Mitigation efforts recently focus on improving forecasting systems for distant tsunamis, based on their detection by specially designed buoys and sets of pre-computed numerical models (Tang et al., 2009), such as the *Short-term Inundation Forecasting for Tsunamis* (SIFT) tool developed by NOAA (Gica et al., 2008).

The gradual shoreward shallowing of a typical continental margin from the base of slope up to the continental shelf and coastline produces the decrease of the tsunami wavelength and velocity, and the increase of height wave, which is known as shoaling effect (Wards, 1989). The significance of this effect changes according to the particular shape and depth of every slope and shelf. In terms of tsunami hazard, a wide continental shelf induces a strong shoaling effect that can translate into a late arrival time to the coastline but also into a larger run-up, that is, the onshore maximum height above sea level reached by a tsunami.

Continental slopes and shelves around the world are often incised by submarine canyons i.e. deep and relatively steep seafloor valleys (see definitions in Daly, 1936; Shepard and Dill, 1966; Normark and Piper, 1969; Bates and Jackson, 1980; van den Hove and Moreau, 2007). Submarine canyons are a very common feature in continental margins of the world ocean, with a global average spacing of an isolated canyon every 21.5 km (Harris and Whiteway, 2011). Recent multibeam bathymetry data have shown the noticeable morphological variability of submarine canyons (Jobe et al., 2011). The ability of submarine canyons to modify, enhance and funnel oceanographic processes and flows such as geostrophic currents, upwelling and downwelling currents, and density flows has been described in numerous locations and settings (Klinck, 1989; Allen, 2000; Wåhlin, 2002; Canals et al., 2006; Allen and Hickey, 2010).

In this paper, we address the role of submarine canyons and their diverse morphology on tsunami propagation and subsequent coastal impact, a topic that has been addressed a few times with contradictory results. For instance, Matsuyama et al. (1999) and Tappin et al. (2001) have considered that the canyon located on the Sissano Shelf was mostly responsible of high tsunami run-outs on Sissano Lagoon on 1998. Likewise, Ioualalen et al. (2007) suggested that the submarine canyon off the Bangladesh shelf produced wave amplification on the Barisal coast of the 2004 Indian Ocean tsunami. Contrarily, Divyalakshmi et al. (2011) suggested that the presence of Palar canyon produced a local wave height reduction in the southeast India coast during the same event. Therefore, in order to shed light on this issue, we evaluate how submarine canyons modify wave arrival times and maximum tsunami wave heights over the adjacent coastline considering a synthetic multi-scenario approach to overcome the difficulty of distinguishing the influence of a submarine canyon from other effects also deriving from shoreline, shelf and slope configuration and related resonance phenomena. This approach also allows isolating and evaluating the effects of each of the parameters under study for each tsunami simulation. As a groundtruthing exercise, we also present the analysis of a hypothetical tsunami impact in an actual bathymetric configuration, the Blanes Canyon area in the North Catalan margin. This allows us assessing the effects due to the canyon against other local effects as mentioned above. The aim of this work is to provide general clues for tsunami hazard and associated risk analysis in canyoned margins.

2.3.4. METHODOLOGY

2.3.4.1. SYNTHETIC BATHYMETRIES

To understand the effect of single canyon geometries on tsunami propagation, synthetic bathymetries of canyons with different shapes and orientations were generated jointly with a non-canyoned continental margin segment. An inclined arctangent was used to simulate the non-canyoned margin

including continental rise, slope and shelf, defined by the characteristic slope height (i.e. the vertical distance between the shelf edge and the base of slope, S_h), slope width (i.e. the horizontal distance from the shelf edge to the base of the slope, S_w), and shelf gradient after a reference modern continental margin (S_s). The spatial domain (i.e. regional scale) of this study allows discarding the Coriolis effect and using a right handed Cartesian coordinate system with the y-axis parallel to the coast assumed to be running south to north (Fig. 2.22). To avoid grid boundary effects, we have extended the y axis range by running the simulations over additional areas northward and southward of the primary target region, which is the only region we will consider from here onwards (Fig. 2.22).

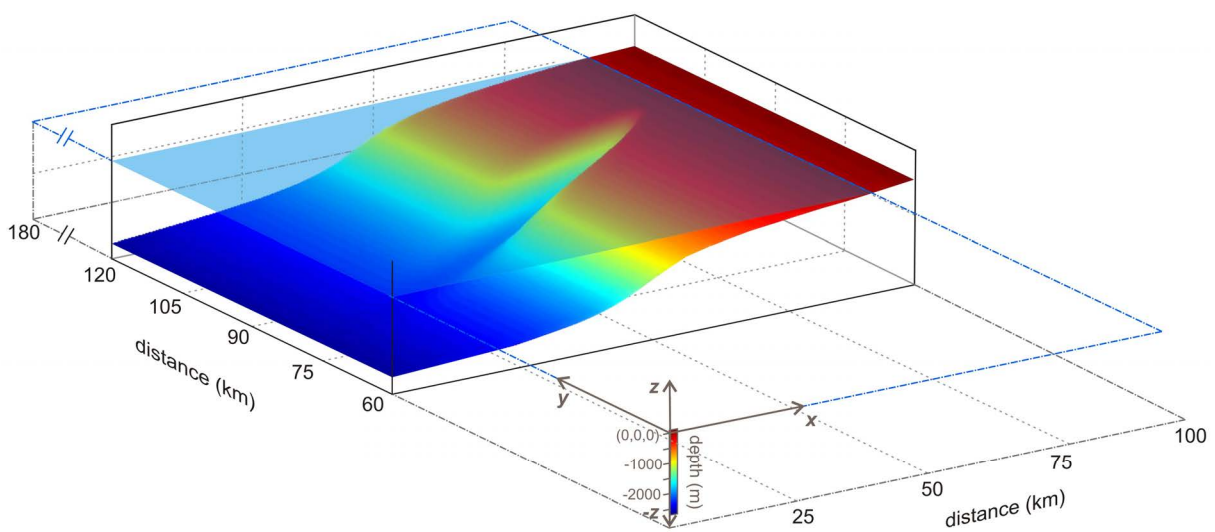


Fig. 2.22. Example of one of the synthetic surfaces used in this study, corresponding to a submarine canyon with an incision length of 14 km, a width of 20 km and orientation of 70° with respect to the surrounding depth contours and margin orientation. The location of the origin of coordinates and the extension of the study area are depicted. Additional areal extension sideward of the central study area in the y direction has been used in the simulations to prevent edge effects but is not displayed in the following figures.

Canyon geometry was defined searching a compromise between complexity, so that morphology is as realistic as possible, and simplicity, so that isolating the consequences of parameter variation is straightforward. The typical concave-shaped longitudinal profile of most canyons (Covault et al., 2011; Amblas et al., 2012) was obtained with the negative part of an arctangent placed in the center of the grid. A Gaussian function was used to generate the profile across the canyon, with variable width along canyon following a cosine function. The orientation of the canyon axis was defined multiplying the Gaussian function by a rotation matrix.

The resulting equation allows parameterising a number of variables and subsequently generating a huge amount of bathymetric surfaces according to the number of discrete values chosen for each parameter. An example of synthetic surface is shown in Figure 2.22. In this study we analyse the effect of three essential canyon parameters: (i) canyon incision into the continental shelf (C_i), measured from the nearest shelf edge to the canyon tip; (ii) canyon width (C_w), measured over the continental slope; and (iii) orientation of the canyon axis (α), measured with respect to the shelf edge strike (i.e. the canyon azimuth) (Fig. 2.23). Canyon incision is measured perpendicularly to the shelf edge and not necessarily along the canyon axis, so that for a constant incision, canyon length increases with decreasing intersection angles. Other geomorphic characteristics typical of submarine canyons, such as sinuosity and dendricity (Clark and Pickering, 1966; Pirmez et al., 2000; Harris and Whiteway, 2011; Lastras et al., 2011), have been discarded according to the above-mentioned constraints.

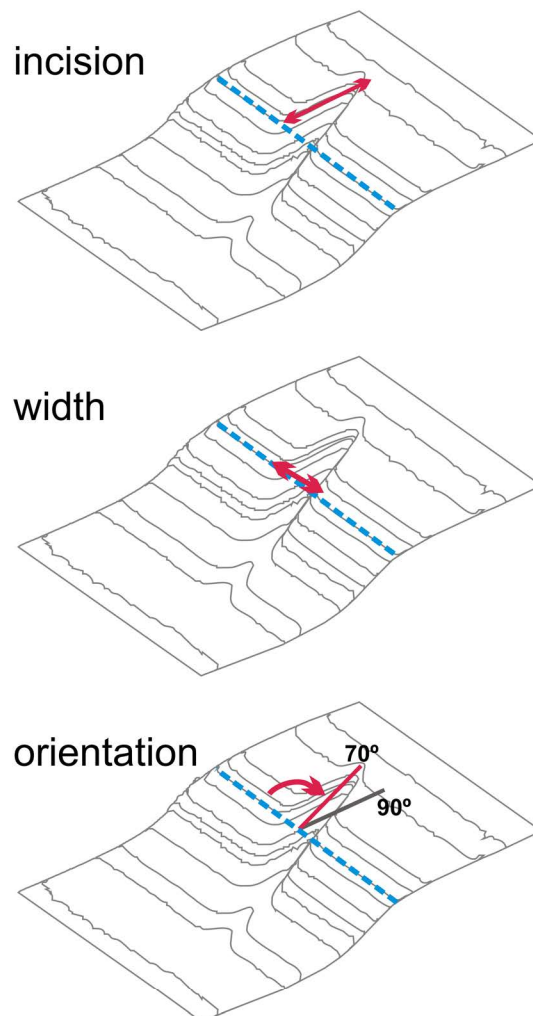


Fig. 2.23. Canyon geomorphic parameters taken into account in this study.

FORMULATION OF THE SYNTHETIC BATHYMETRIES

The following notation has been considered to define the surface of the non-canyoned theoretical continental margin $Z_{NC}(i,j)$ and the canyoned theoretical continental margin $Z_c(i,j)$. For a given grid with n_x , n_y cells (i.e. n_x+1 and n_y+1 nodes) and size W_x , W_y in an x and y direction respectively (Fig. 2.22), we define the distance (in m) between each node and the origin as

$$x(i,j) = W_x \left(\frac{i-1}{n_x} \right) \text{ and} \quad [\text{Ec. 2.2}]$$

$$y(i,j) = W_y \left(\frac{j-1}{n_y} \right) \quad [\text{Ec. 2.3}]$$

being $i=(1, 2, \dots, n_x+1)$, $j=(1, 2, \dots, n_y+1)$, $x(1,j)=0$ and $y(i,1)=0$.

The bathymetry of a non-canyoned margin is generated with the following equation of a tilted arctangent:

$$Z_{NC}(i,j) = \frac{Sh}{\pi} \cdot \text{atan}(2 \cdot pa \cdot lx(i,j)) + Ss \cdot W_x \left(\frac{i}{n_x - 1} \right) - \frac{Sh}{2} + H_E \quad [\text{Ec. 2.4}]$$

where Sh is the slope height, pa ($pa=\tan(0.8 \cdot 2 \cdot \pi)=3.078$) is an horizontal distance factor, Ss is the slope of the continental shelf in radians and H_E is the height of emerged land at the grid limit (i.e. nodes (n_x+1, j)). $lx(i,j)$ in equation (2.4) is the distance in the x direction between each node and the centre of the grid, normalised to the width of the continental slope (Sw). This normalised distance (and $ly(i,j)$ in the y direction) is calculated as follows:

$$lx(i,j) = W_x \frac{\left(\frac{i-1}{n_x} - \frac{1}{2} \right)}{Sw} \quad \text{and} \quad [\text{Ec. 2.5}]$$

$$ly(i,j) = W_y \frac{\left(\frac{j-1}{n_y} - \frac{1}{2} \right)}{Sw} \quad [\text{Ec. 2.6}]$$

With equation (2.4), and using values such as $Sh=2000$ m, $Ss=0.2^\circ$, $H_E=200$ m and $Sw=50$ km (see section 2.3.4.1), the function generating the non-canyoned surface yields a margin with a 13 km wide continental shelf, a shelf break at 248 m water depth, a maximum gradient of 5° in the continental slope, and a base of slope located at 1848 m water depth.

In order to state the equations that define the same margin incised by a parameterised canyon, we first define a line ($y=ax+b$) through the centre of the grid with an slope (a) that corresponds to the canyon orientation with respect to the x -axis (β) in radians, which is the complementary angle to α (see section 2.3.4.1 and Fig. 2.23), $\beta=(90-\alpha)\cdot\pi/180$, such that, $a=\tan(\beta)$. This line is, in fact, the canyon axis, lengthened beyond the canyon limits. The distance between the centre of the grid and the orthogonal projection of each node onto this line is given by

$$Pp(i, j) = lx(i, j) \cdot \cos(\beta) + ly(i, j) \cdot \sin(\beta) \quad [\text{Ec. 2.7}]$$

The bathymetry of a canyoned margin is generated by three different functions according to the value of $Pp(i, j)$ with respect to certain limits. The first limit is where the canyon starts narrowing at its head and the second the location of the tip of the canyon head. The first one (P) is defined as the distance along the canyon axis from the center of the slope to the point where the canyon starts narrowing normalized to S_w . In this study we define $P=0$, that is, the canyon already starts narrowing from the middle of the slope. The second limit (C_{tp}) is calculated also as the distance along the canyon axis from the center of the slope to the tip of the canyon head, normalized to S_w , as follows:

$$C_{tp} = \frac{\frac{C_i}{S_w} + 0.5}{\cos(\beta)} \quad [\text{Ec. 2.8}]$$

where C_i represents the canyon incision as defined in section 2.3.4.1.

Finally, the bathymetry is defined in equations 2.9 to 2.11 depending on the value of $Pp(i, j)$:

$$Z_C(i, j) = Z_{NC}(i, j) - D_c \cdot e^{\left(\frac{dr \cdot S_w}{\sqrt{\ln(5)}}\right)^v} \quad \text{if } Pp(i, j) < P, \quad [\text{Ec. 2.9}]$$

$$Z_C(i, j) = Z_{NC}(i, j) - D_c \cdot e^{\left(\frac{dr \cdot S_w}{\sqrt{\ln(5) + \cos\left(\pi \cdot \frac{1 - (C_{tp} - Pp(i, j))}{C_{tp} - P}\right)^5}}\right)^v} \quad \text{if } P < Pp(i, j) < C_{tp}, \text{ and} \quad [\text{Ec. 2.10}]$$

$$Z_C(i, j) = Z_{NC}(i, j) \quad \text{if } Pp(i, j) > C_{tp} \quad [\text{Ec. 2.11}]$$

In these equations, the depth of the canyon (D_c) is given by

$$Dc = \frac{Sh}{\pi} \cdot \text{atan}(2 \cdot pa \cdot lx(i,j)) - \frac{2 \cdot Sh}{\pi} \cdot \text{atan}(2 \cdot pa \cdot (Pp(i,j) - Ctp)) + \frac{Sh}{2} \quad [\text{Ec. 2.12}]$$

where $dr(i,j)$ is the distance of each node to the line ($y=ax+b$) for $b=1$

$$dr(i,j) = \left| \frac{a \cdot lx(i,j) - ly(i,j)}{\sqrt{a^2 + 1}} \right| \quad [\text{Ec. 2.13}]$$

Cw is the canyon width (see section 2.3.4.1), and v is a natural even number that accounts for the gradient of the canyon flanks (we have used $v=6$). Note that if $Dc < 0$, the canyon would be a positive relief. In order to avoid this, if equation (2.12) yields $Dc < 0$, Dc is directly defined as being equal to 0.

Values used for canyon incision (Ci) range from 2 to 16 km using 2 km intervals, canyon width (Cw) ranges from 6 to 20 km with the same interval, canyon orientation (α) varies from 60° to 90° (oblique to perpendicular to the margin) with direction shifts every 10° . This amounts a total of 257 non-canyoned and canyoned bathymetric scenarios.

2.3.4.2. REFERENCE BATHYMETRY

The specific values applied to construct the non-canyoned margin surface as well as the value ranges for canyon parameters were chosen to actually match a real world margin segment, which is the Blanes continental margin that is incised by a large submarine canyon. The Blanes continental margin and canyon are located in the North Catalan margin of the Western Mediterranean Sea (Canals et al., 2004; Amblas et al., 2006; Lastras et al., 2011).

The Blanes margin has an up to 20 km wide, and up to 0.5° in gradient continental shelf. The shelf edge is located at 140 m. The continental slope is rarely steeper than 4° in gradient and the continental rise reaches up to 2600 m in depth (Amblas et al., 2006). The Blanes Canyon is 12 km wide measured on the edge of the slope and its head is incised 14 km into the shelf, with the canyon tip located at less than 5 km from the coastline (Amblas et al., 2006; Lastras et al., 2011). Its axis is slightly oblique (65°) to the coastline and to the general trend of the shelf edge. This overall setting is similar to other terrigenous passive margins in the world ocean (Harris and Whiteway, 2011).

A synthetic bathymetry with the canyon erased by interpolation between adjacent off-canyon areas was also constructed after the Blanes margin actual bathymetry. The Blanes margin is then utilized

in the simulations to evaluate the relative significance of canyon effects against other local effects. The Blanes margin bathymetry data used is from Canals et al. (2004).

2.3.4.3. SYNTHETIC TSUNAMI WAVES

Earthquake and landslide-generated tsunami waves have a dipole-shaped profile as a result of the perturbation of the equilibrium surface produced by the vertical displacement of the seabed. Therefore, a simple dipole has been used as incident wave, propagating shoreward from the far field without any perturbation until it arrives to the target region. The ideal wave time profile results from the product between an arctangent function and a single exponential pulse, thus allowing parameterising tsunami period, amplitude and sign. In the simulations, we consider the arrival of distant tsunamis, for which refraction with the seabed produces a wave front parallel to the continental margin.

Synthetic tsunami waves generated in this study have periods ranging (P) from 20 to 50 min, using 10 min intervals, which embrace the range of typical tsunami wave periods (Lipa et al., 2011). This is also within the range of periods measured by open ocean buoys during large-scale recent tsunamis. For instance, the tsunami generated by the 2010 Chile earthquake (Mw 8.8) had periods ranging between 20 and 30 min (NOAA, 2012a); the tsunami generated by the 2011 Tohoku or Great East Japan earthquake (Mw 9.0) had periods between 20 and 50 min (NOAA, 2012a; 2012b); the periods of the tsunami triggered by the 2003 Boumerdès-Zemmouri earthquake (Mw 6.8) offshore Algeria were ~ 17 min (Sahal et al., 2009); and the recorded waves produced by the 2004 Indonesian Sumatra Earthquake (Mw 9.0) had periods ranging from 40 to 120 min (Merrifield et al., 2005). Tsunami waves with the selected periods were applied to the non-canyoned margin whereas only waves with a period of 20 min were run over the canyoned synthetic bathymetries to discard larger wave periods closer to the natural periods of oscillation of the synthetic non-canyoned margin (see detailed explanation in section 2.3.5).

The sign (S) (i.e. positive or negative amplitude of the first arrival) of the tsunami wave measured in a given point is defined by its location with respect to the tsunami source. We define positive sign when the crest arrives first, and negative when the trough arrives first. One negative and four positive waves were considered in this study.

Variations in incident wave amplitude (A) have not been considered as a single value of amplitude is enough to unveil the effects, in terms of wave height distribution, produced in tsunami propagation due to the change of canyon parameters. Most amplitude values recorded by open ocean buoys (NOAA, 2012a) during tsunami events range around 1-10 cm, although extreme values up to a few

meters were registered during the 2004 Indian Ocean tsunami. In our simulations, an amplitude value of 50 cm has been selected. Tsunami wave time profiles with the values of period, amplitude and sign used in the simulation are plotted in Figure 2.24.

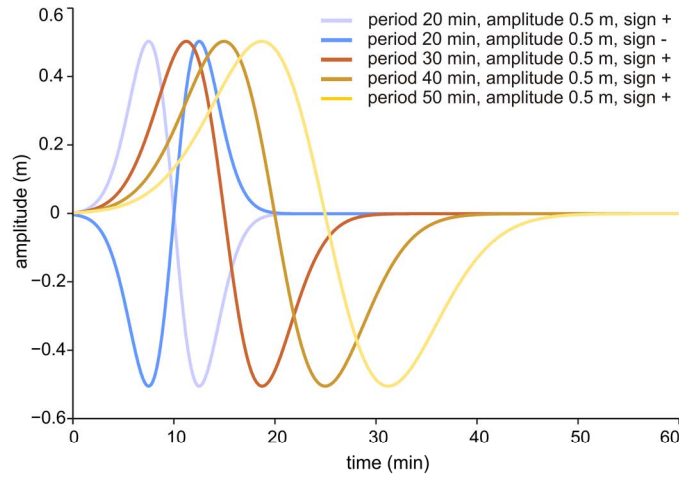


Fig. 2.24. Time profiles of the synthetic incident tsunami waves used in this study.

FORMULATION OF THE TSUNAMI WAVES

Tsunami wave height as a function of time $h(t)$, as shown in Figure 2.24, was calculated following this equation:

$$h(t) = S \cdot \operatorname{atan}\left(\frac{t-b}{\frac{c}{d_0}}\right) \cdot e^{-\left(\frac{(t-b)^2}{\left(\frac{c}{d_0}\right)^2}\right)} \quad [\text{Ec. 2.14}]$$

where S attributes a sign to the wave (and is thus either 1 or -1), t is time, b is half of the wave period (P), the dispersion parameter c is defined as a quarter of the period (P), and $d_0=1.26$, which is the value of t when height is maximum or minimum. This expression yields an either positive or negative wave with a maximum amplitude of 0.374.

Wave height is then normalized to the chosen amplitude ($A=0.50$ m):

$$H(t) = A \cdot \frac{h(t)}{0.374} \quad [\text{Ec. 2.15}]$$

2.3.4.4. TSUNAMI NUMERICAL MODEL

The model used to propagate the tsunami waves across the synthetic bathymetric surfaces is COMCOT version 1.7 of Cornell University (Wang, 2009). This model uses an explicit leap-frog finite difference scheme to solve linear and non-linear Continuity and Shallow Water Equations (SWE). Applying the wave maker option, the model sends into the numerical domain the customized tsunami wave. At shallow water depths close to the coast, non-linear and bottom friction effects considerably increase. Therefore, we have used non-linear SWE to compute the flow motion. A constant Manning roughness coefficient of 0.013 has been applied to describe bottom friction for the entire domain, since this value is normally used to describe a typical seabed (Li et al., 2012; Wu et al., 2008). For each of the scenarios combining bathymetric surfaces and tsunami waves, 90 min of wave propagation were computed, obtaining wave height at each node every 60 s ($H(i,j,t)$). A time step of 0.4 s was used, thus satisfying the Courant Condition. Boundary conditions along offshore limits of the bathymetric grid were set up to “wall”, but reflections were ignored by using a larger grid as explained in section 2.3.4.1; free water surface was also calculated over the initially dry cells onshore, thus allowing the tsunami to unrestrictedly inundate and backwash emerged land. The large computational time required to run the COMCOT model for such a large number of scenarios was solved by means of parallel computing using Bourne shell scripts that allowed simultaneously running several scenarios.

2.3.5. RESULTS AND DISCUSSION

2.3.5.1. CONTROL SIMULATIONS

The spectral signature of a tsunami wave depends on the characteristics of the initial wave, which is in turn determined by the generation mechanism, and also by the morphological configuration of the basin and margin (Rabinovich, 2009). This configuration defines the normal mode, i.e. its resonance frequencies, and other effects such as shoaling, which can strongly change the impact over the coast, as for the earthquake-generated tsunamis of 2010 in Chile, 2009 in Samoa and 2006 in the Kuril Islands (Yamazaki and Cheung, 2011). Therefore, to characterize such effects in our synthetic margin we first performed control simulations by propagating four positive waves with the selected periods of 20, 30, 40 and 50 min over the non-canyoned bathymetry (Fig. 2.25A).

Without resonance effects, an increase in wave height with decreasing depth due to shoaling should be expected, with highest waves over the shelf and along the coastline. The distribution of maximum wave heights (MWH) at each cell during these control runs showed that this was the case for the 20 min period wave (Fig. 2.25A). Contrarily, for the other periods considered, waves over the slope were higher than those over the shelf (Fig. 2.25A), indicating resonance effects with these wave periods. We have also calculated the power spectral density using the Fast Fourier Transform of the time series recorded in a synthetic station located at the coastline (Fig. 2.25B). The results show a coincident pattern for the four control simulations, but energy content increases noticeably for tsunami wave periods larger than 20 min. This suggests that tsunamis with the larger wave periods are closer to the natural periods of oscillation of the synthetic non-canyoned margin. With these wave periods, trapped waves can be generated close to the shoreline and over the slope, as suggested by Cutchin and Smith (1973) and Takeda (1984). Since our aim was to characterize the effects due to canyon morphology and minimize other signals, we discarded these wave periods, thus using only the 20 min period in subsequent computations.

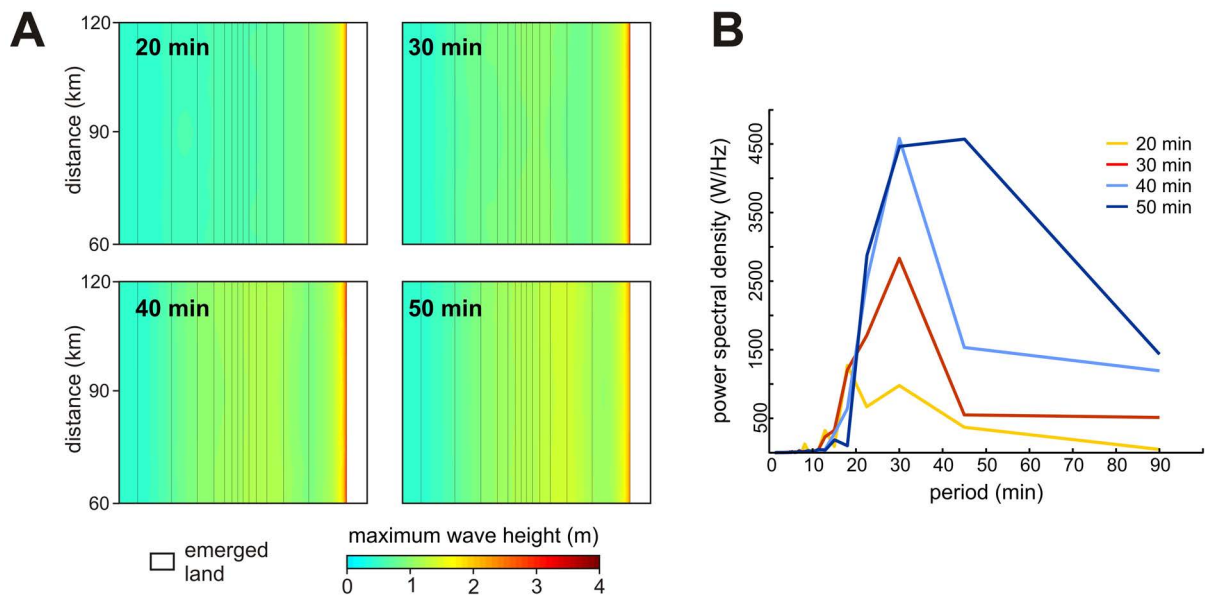


Fig. 2.25. A: Maximum wave height distribution of the four control tsunami scenarios run over a non-canyoned margin, with a positive wave amplitude of 0.5 m and periods of 20, 30, 40 and 50 min. Note that at short distance to the coastline and over the slope, tsunami waves are higher than in the continental shelf and the deep basin, except for a period of 20 min. B: Power spectral density using Fast Fourier Transform calculated with a 1-min time step and a time interval of 90 min for a synthetic station located at the coastline, for each of the periods computed.

2.3.5.2. SYNTHETIC SCENARIOS

A total of 514 synthetic scenarios have been computed combining two tsunami waves of opposite signs with a fixed period of 20 min and an amplitude of 0.5 m, with the generated 256 different canyoned bathymetries and the non-canyoned one. An example of the data obtained for a single scenario is shown in Figure 2.26. It consists of the MWH plot, i.e. the highest wave recorded at every cell during the entire computation (Fig. 2.26A), the time series of 21 synthetic tide gauges located along the 10 m isobath close to the coastline spaced every 5 km (Fig. 2.26B), and the plots

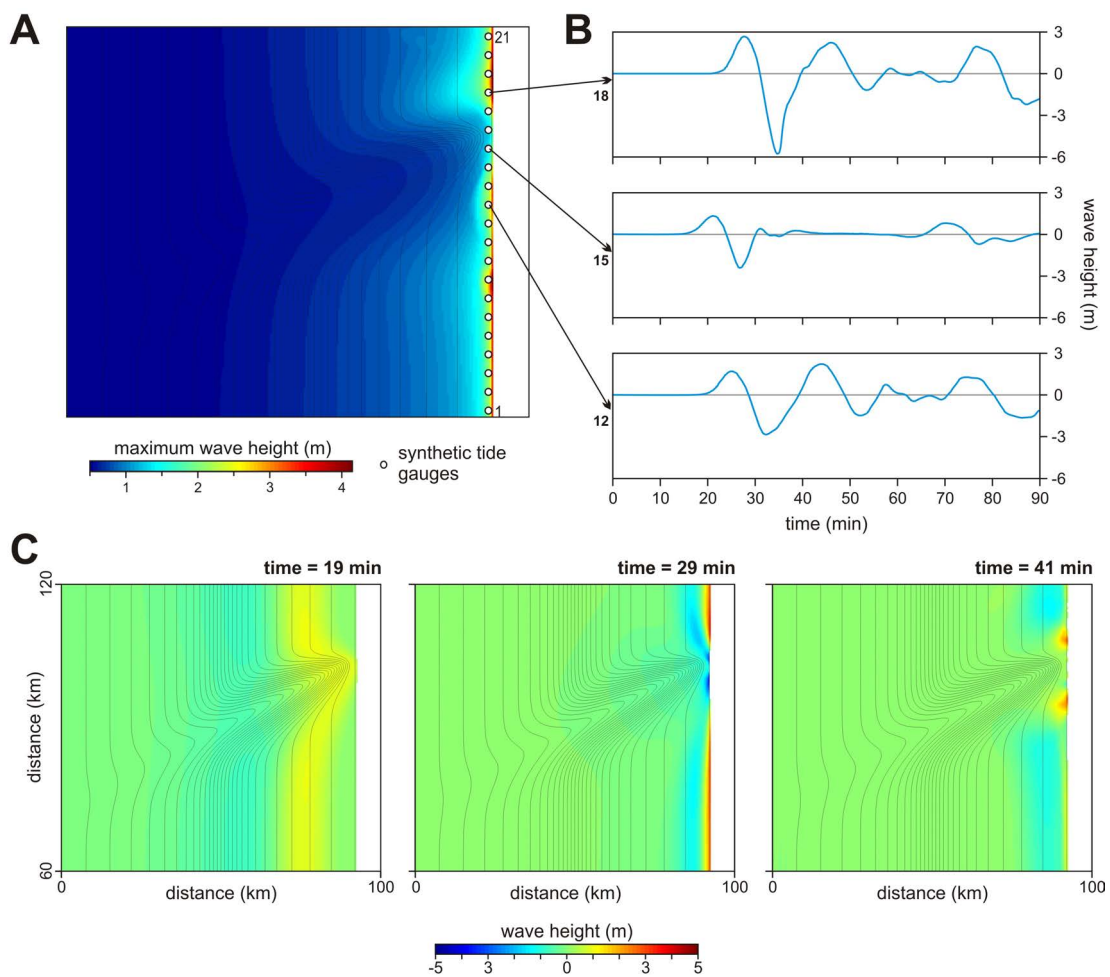


Fig. 2.26. Products obtained for each of the 514 scenarios, exemplified for a 20 km wide and 16 km incised canyon, oriented 60° with respect to the shelf edge and an incident positive wave of 20 min period and 0.5 m high. A: Maximum wave heights plot. White points along the simulated coastline correspond to the location of 21 synthetic tide gauges, and the white region to region represents emerged land. B: Synthetic marigrams from tide gauges 12, 15 and 18 (see location in A). C: Wave height distribution at 19, 29 and 41 min time steps. Black lines in A and C represent isobaths every 100 m.

of wave height distribution at every time step (1 min) of the computation time (90 min) (Fig 2.26C). Other subproducts that could be extracted from the processed data are not shown or discussed for ease of concision.

FIRST ARRIVALS

The time of the first arrival to each of the 21 tide gauges for every one of the 514 scenarios has been extracted and plotted in Figure 2.27. Arrival times correspond to the moment when the synthetic tide gauges record the first positive peak. Therefore, the noticeable difference in arrival times between positive and negative incident waves is produced because the positive peak of the negative wave is preceded by the wave trough. For the non-canyoned margin, the first positive peak arrives to the coast after 28 min for a positive wave and 34 min for a negative wave.

The presence of a submarine canyon results, in general terms, in shorter arrival times shoreward of its head (Fig. 2.27) and in relative delays sideward. These differences become more pronounced with negative incident waves. While the arrival times of positive waves range between 21 and 28 min, those of negative waves range between 26 and 36 min for specific configurations. Larger canyon incision and width produces shorter arrival times shoreward of the canyon head due to a reduced shoaling effect. Increasing canyon obliquity leads to marked differences in arrival times along the coastline (Fig. 2.27).

MAXIMUM WAVE HEIGHT AT THE COASTLINE

The distribution of lower and higher MWH along the coastline is a useful criterion in terms of hazard analysis, which is often utilized to establish worst-case scenarios since it is the most determining factor of tsunami run-up and inundation.

MWH values have been extracted from each of the 514 scenarios along the 10 m isobath, i.e. at a 100 m constant distance from the coastline. The values thus obtained are consecutively displayed in Figure 2.28 following the same height colour scale. Considerable differences in MWH along the 10 m isobath can be observed between non-canyoned and canyoned synthetic bathymetries (Fig. 2.28). In general, the presence of a submarine canyon leads to lower MWH in the coastal stretch just shoreward of the canyon head, in agreement with the conclusion of Divyalakshmi et al. (2011), with higher values at both sides of that stretch (Fig. 2.28). These higher MWH values could account for the amplification effects on Barisal coast, Bangladesh, of the 2004 Indian Ocean tsunami described by Ioualalen et al. (2007) and the higher waves recorded at Sissano Lagoon during the 1998 Papua New Guinea tsunami (Matsuyama et al., 1999; Tappin et al., 2001). Imran (1953) found similar results for long period wind waves in front of La Jolla and Scripps submarine canyons, with higher

waves reported at beach stations located between the canyons, and lower waves at those located in front of the canyon heads.

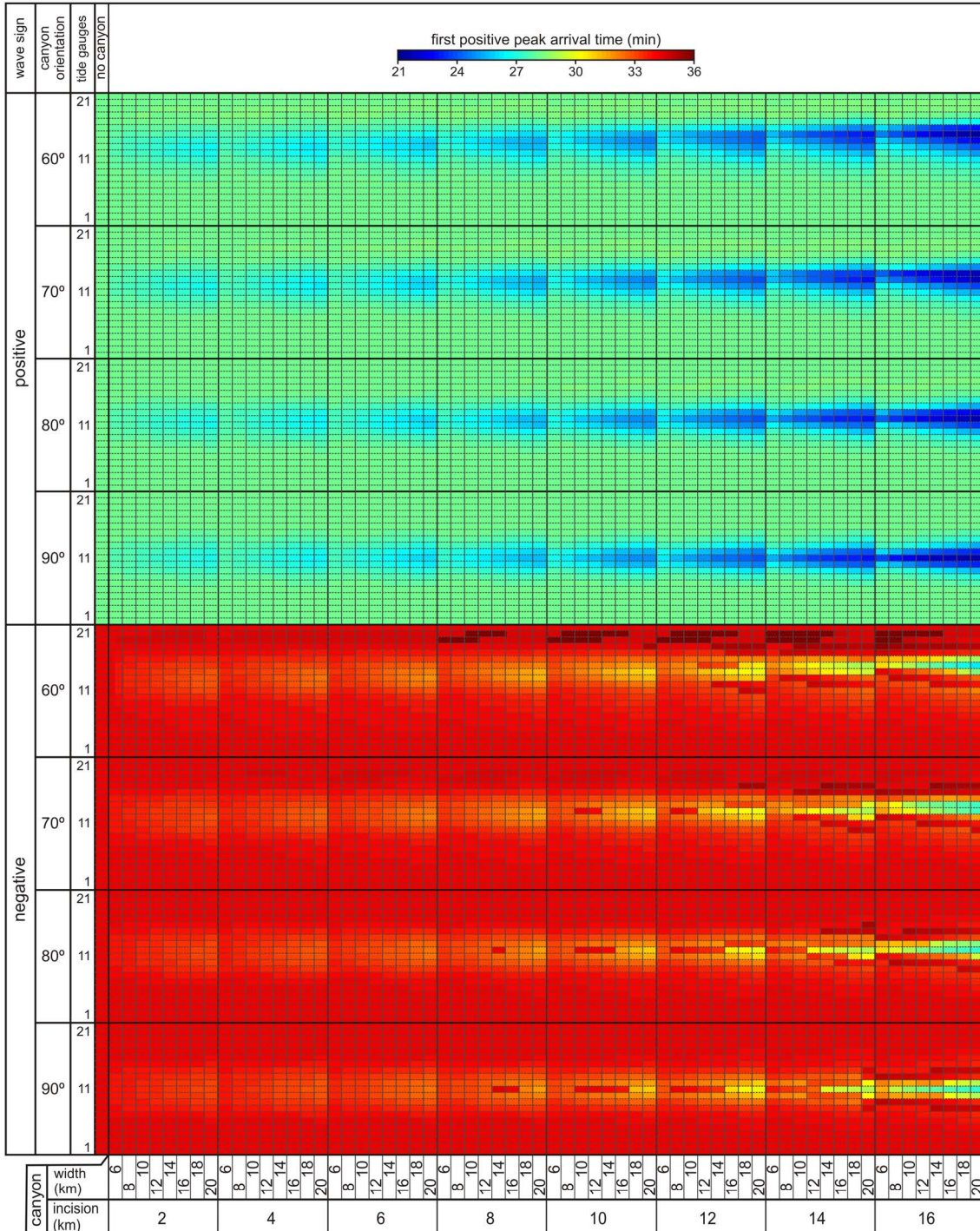


Fig. 2.27. Arrival time of the first positive peak at each of the 21 tide gauges (see location in Fig. 2.26A) for each of the 514 scenarios considered. Significant tsunami arrival time dependence from the analysed canyon and wave parameters can be observed. See main text for further explanation.

MWH decrease and enhancement ratios shoreward of the canyon, as well as their distribution and symmetry, are largely dependent on canyon morphometry (Fig. 2.28). The sign of the incident wave strongly determines MWH, with higher values produced by negative amplitude waves in all cases. Furthermore, negative amplitude waves intensify wave height variations because of the presence of the canyon (Fig. 2.28). This could be explained because the initial trough produces a first decrease in water depth that generates in turn a greater shoaling effect in shallower shelf areas compared to those within the canyon. The effects of canyon incision, width and orientation are described in the following paragraphs.

For a canyon normal to the shoreline (i.e. 90° orientation) with a constant width of 14 km, decreased MWH in the coastal region shoreward of the canyon head get even more reduced with increasing canyon incision (Fig. 2.29). For instance, a canyon incised 2 km landward of the shelf break results in a MWH 20% reduction compared to a non-canyoned margin (i.e. from 2.5 to of 2 m MWH). MWH reduction reaches 48% when an incision of 16 km is considered (Fig. 2.29). In contrast, higher MWH at both sides of the canyon are considerably enhanced. A 2 km incised canyon produces a 4% MWH increase, with MWH attaining 2.6 m. If an incision of 16 km is considered, then the off canyon MWH increases by 12%. The relationship between canyon incision length and MWH decrease in the region shoreward of the canyon head and increase at both sides of the canyon is linear (Fig. 2.29).

Wave refraction against the canyon walls results in a curved wave front over the canyon head that is later refracted by the shoaling continental shelf. A long distance between the canyon head and the coastline allows the curved wave to be refracted by the continental shelf before hitting the coast, and thus the front wave becomes normal to the coast. On the contrary, if the canyon head is so incised into the shelf that reaches very close to the coastline, there is no physical space for this later refraction to take place. The curved refracted wave front reaches the coastline at a certain angle at both sides of the canyon axis, generating in turn new waves that move along the coast (Fig. 2.30). Two strong MWH peaks appear at both sides of the canyon projection for incisions exceeding 12 km, illustrating a 32% MWH increase with respect to a non-canyoned margin (Fig. 2.29). For an incision of 16 km the MWH is 3.3 m. These peaks reflect the positive interference of the secondary incident tsunami waves with these edge waves resulting in wave heights exceeding those of the first arrival. The seaward exponential decay of these waves from the coast, their sinusoidal shape and their propagation along the coast allow interpreting them as trapped edge waves (Fig. 2.30). These waves move along the coast at a relatively slow speed and, depending on tsunami source location, can arrive hours later than the direct wave, considerably increasing tsunami hazard. This type of wave has been reported to contain twice the energy of non-trapped tsunami waves (González et al., 1995) and can occur during a long time (~one week) after the first arrival (Miller et al., 1962; Rabinovich

et al., 2006). Note for example in Figure 2.30 how the reflected wave in a margin with a 2-km-incised canyon is noticeably higher than that in a margin with a 16-km-incised canyon, indicating that a significant portion of energy remains along the coast.

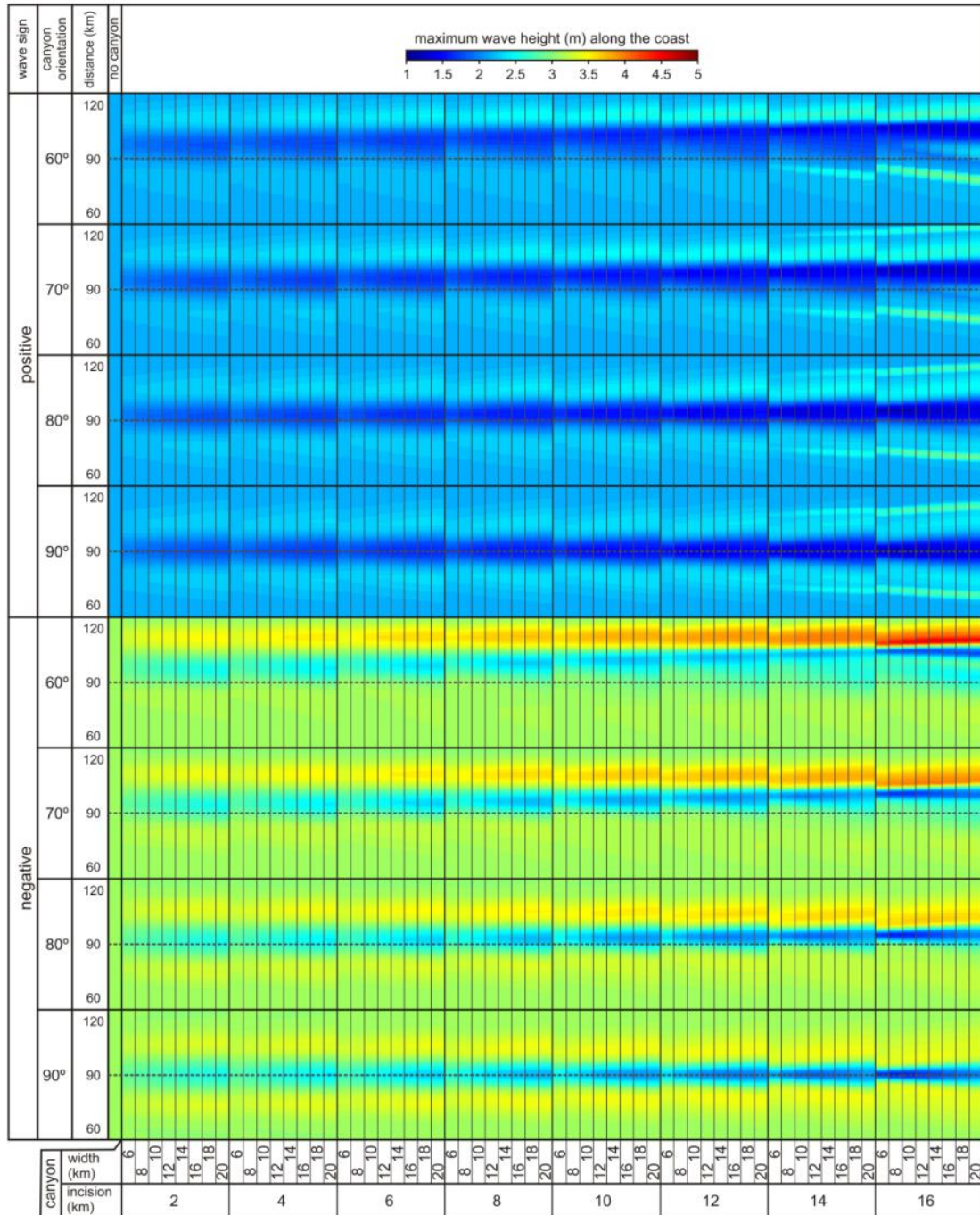


Fig. 2.28. Maximum wave height along the 10 m isobath at a constant distance of 100 m from the coastline produced by a positive, 0.5 m amplitude, 20 min period tsunami wave, for each of the 514 scenarios considered. See main text for further explanation.

Changes in canyon width affect more the distribution of increased and decreased MWH rather than their magnitude. This is shown in Figure 2.31 for a constant canyon incision of 10 km and a 90° orientation. For canyon width values increasing from 6 to 10 km a gradual MWH 30% decrease occurs shoreward of the canyon head while a gradual MWH 8% increase at both sides of the canyon takes place compared to a non-canyoned margin. Increases in canyon width beyond 10 km do not produce further changes in MWH but a gradual geographic separation of the enhanced MWH at both sides of the canyon, thus enlarging the area along the coast affected by the presence of the canyon. Higher canyon width values (e.g. 20 km) lead to a widening and slight smoothing of the wave trough caused by the canyon head (Fig. 2.31).

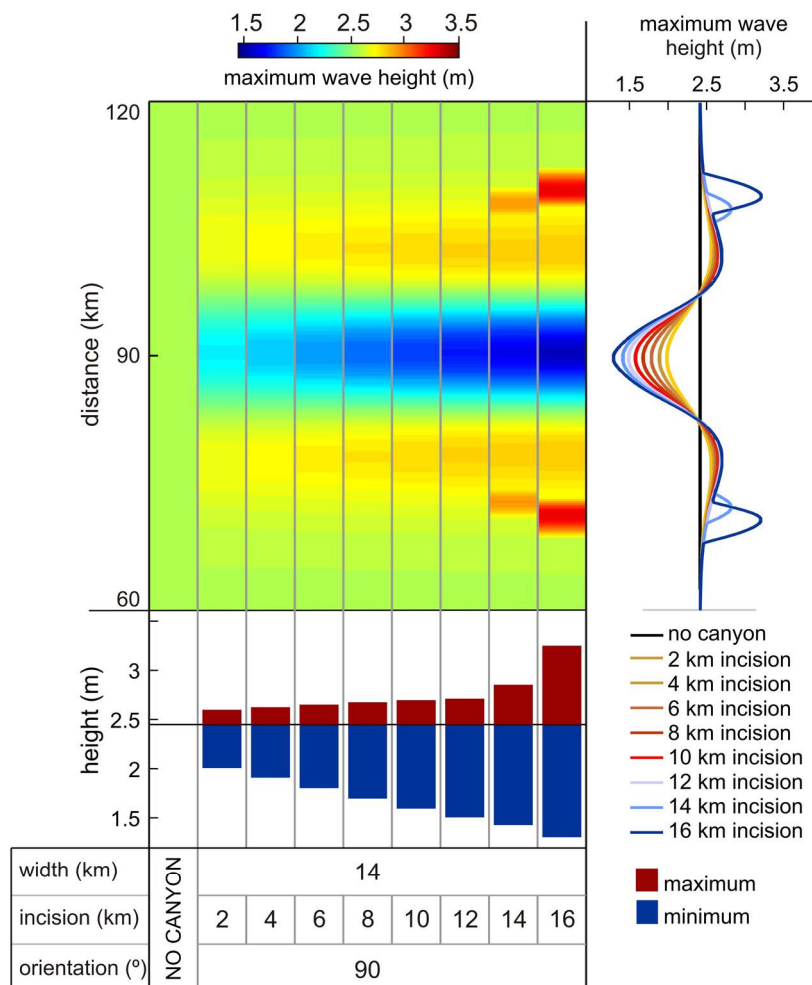


Fig. 2.29. Maximum wave height along the 10 m isobath at a constant distance of 100 m from the coastline produced by a positive, 0.5 m amplitude, 20 min period tsunami in a non-canyoned margin (left stripe) and in a margin incised by a 14 km wide, 90° oriented canyon with incision lengths from 2 to 16 km. Highest and lowest maximum wave heights for each configuration are displayed in the bottom panel.

For constant width and length, changes in the orientation of the canyon cause strong variations in the wave height profiles along the shoreline. The area of decreased MWH is shifted alongshore from the location of the canyon head projection, becoming less pronounced the more oblique the orientation is. For a canyon normal to the coastline (i.e. a 90° orientation), the wave height profile displays a symmetrical shape at both sides of the canyon head, whereas the more oblique the canyon is, the greater the asymmetry of the wave height distribution. This is imaged in Figure 2.32 for a 14 km wide, 10 km shelf incised canyon with orientations from 90° to 60° at 10° intervals. For oblique canyons, a greater wave build-up is produced along the canyon flank oriented towards the open ocean (i.e. the external canyon flank), whereas in the internal flank the MWH higher values decrease progressively and converge towards those of a non-canyoned margin (Fig. 2.32). This greater wave build-up is produced by the sum of the faster along-canyon oblique advancing front and the slower adjacent shelf front delayed by shoaling, that finally meet on the coast. These waves move along the coast at a relatively slow speed and, depending on tsunami source location, can arrive hours later than the direct wave, considerably increasing tsunami hazard. The asymmetric distribution of MWH produced by canyon obliquity amplifies the effects of canyon incision and width.

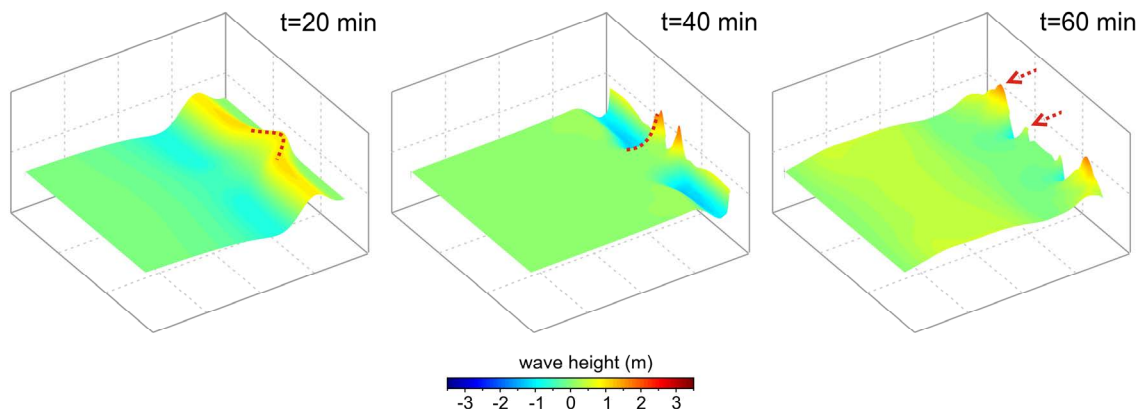


Fig. 2.30. Wave height distribution at 20, 40 and 60 min observed during the simulation of a positive, 0.5 m amplitude, 20 min period tsunami in a margin carved by a 20 km wide, 90° oriented canyon. Top panels are for a 16 km incised canyon, whereas bottom panels are for a 2 km incised canyon. Dashed red lines depict the rounded shape of the wave front above the canyon head at 20 min, much more marked for the 16-km-incised canyon. Dashed black lines show the edge waves generated nearshore at 40 min (exponential profile) and displaced along the coast at both sides of the canyon at 60 min (sinusoidal in x-direction). These edge waves are only generated with the 16-km-incised canyon. Dashed blue lines show the location of the reflected wave at 60 min.

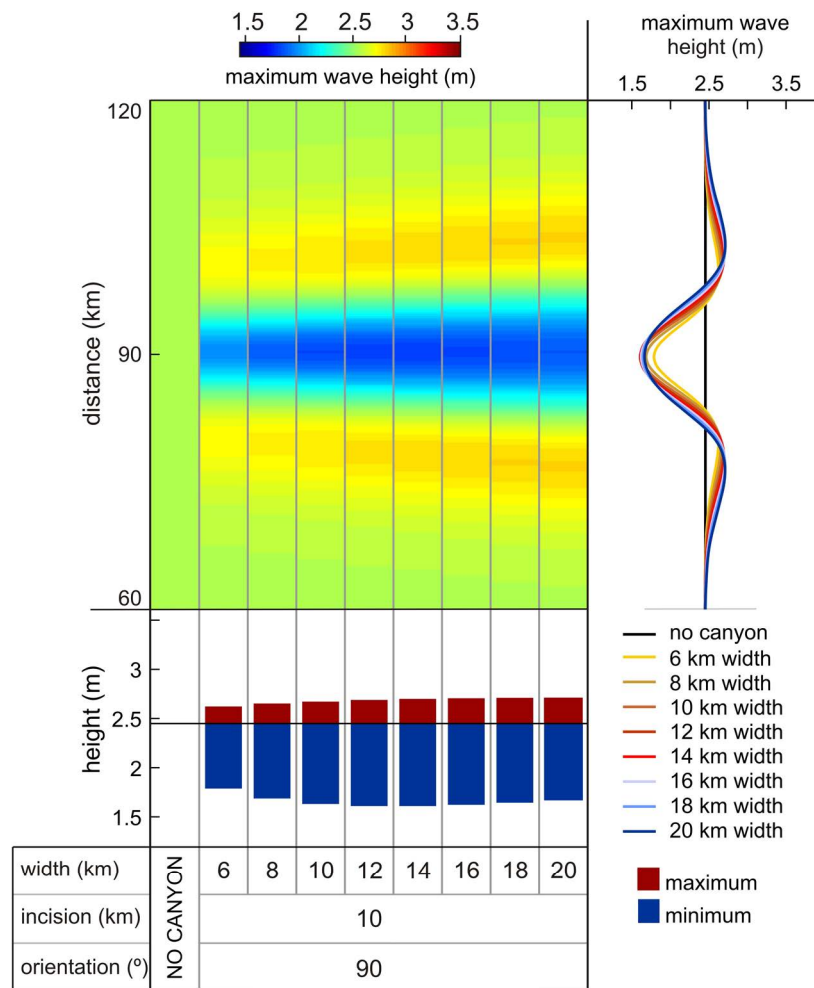


Fig. 2.31. Maximum wave height along the 10 m isobath at a constant distance of 100 m from the coastline produced by a positive, 0.5 m amplitude, 20 min period tsunami in a non-canyoned margin (left stripe) and in a margin carved by a 10 km incised, 90°-oriented canyon with widths from 6 to 20 km. Highest and lowest maximum wave heights for each configuration are displayed in the bottom panel.

For a 60°-oriented oblique canyon with a constant incision of 10 km (Fig. 2.33), the increase and decrease of higher and lower MWH values with augmenting canyon width remains similar to that described for a 90°-oriented canyon (Fig. 2.31). Wave set up in the external flank of the canyon generates higher MWH in longer stretches along the coast, whereas the reduction in the internal flank is evident too (Fig. 2.33).

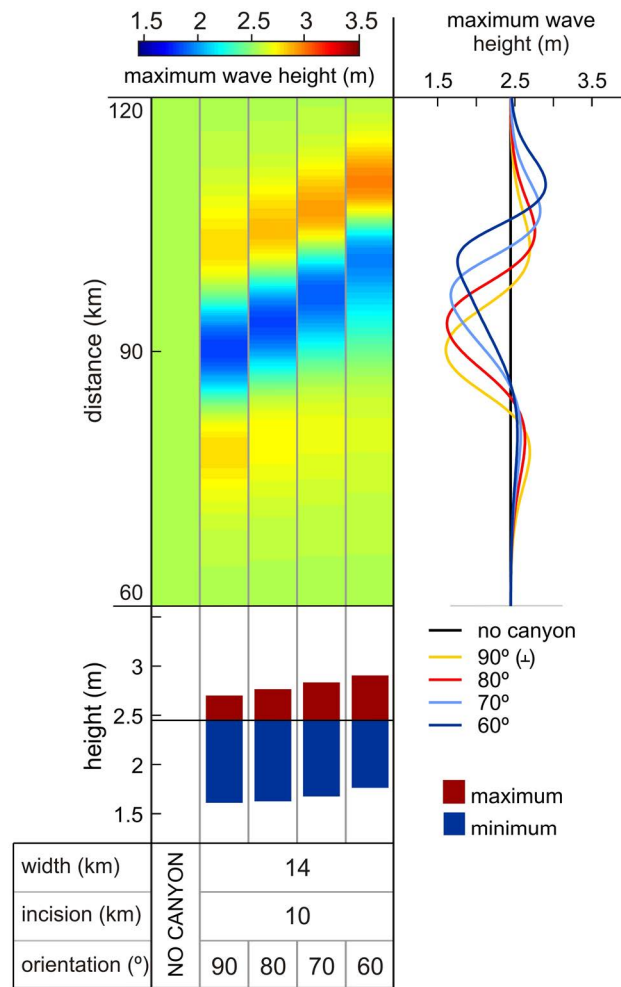


Fig. 2.32. Maximum wave height along the 10 m isobath at a constant distance of 100 m from the coastline produced by a positive, 0.5 m amplitude, 20 min period tsunami in a non-canyoned margin (left stripe) and in a margin carved by a 10 km incised, 14 km wide canyon with orientations from 60° to 90° normal to the general depth contours. Highest and lowest maximum wave heights for each configuration are displayed in the bottom panel.

Canyon obliquity has also significant effects when considering changes in the incision length for a constant canyon width of 14 km (Fig. 2.34). For a 60°-oriented oblique canyon, long shelf penetrating incisions lead to an enhanced asymmetry with increases of up to 35% in MWH in the external flank of the canyon with respect to a non-canyoned margin. The scenarios with the two largest incision lengths also result in the generation of edge waves, although the interference between them and the primary tsunami wave occurs at different locations than in a 90°-oriented canyon. For example, for a 16 km incision, one of these interferences produces a peak within the domain of lower MWH shoreward of the canyon head (Fig. 2.34).

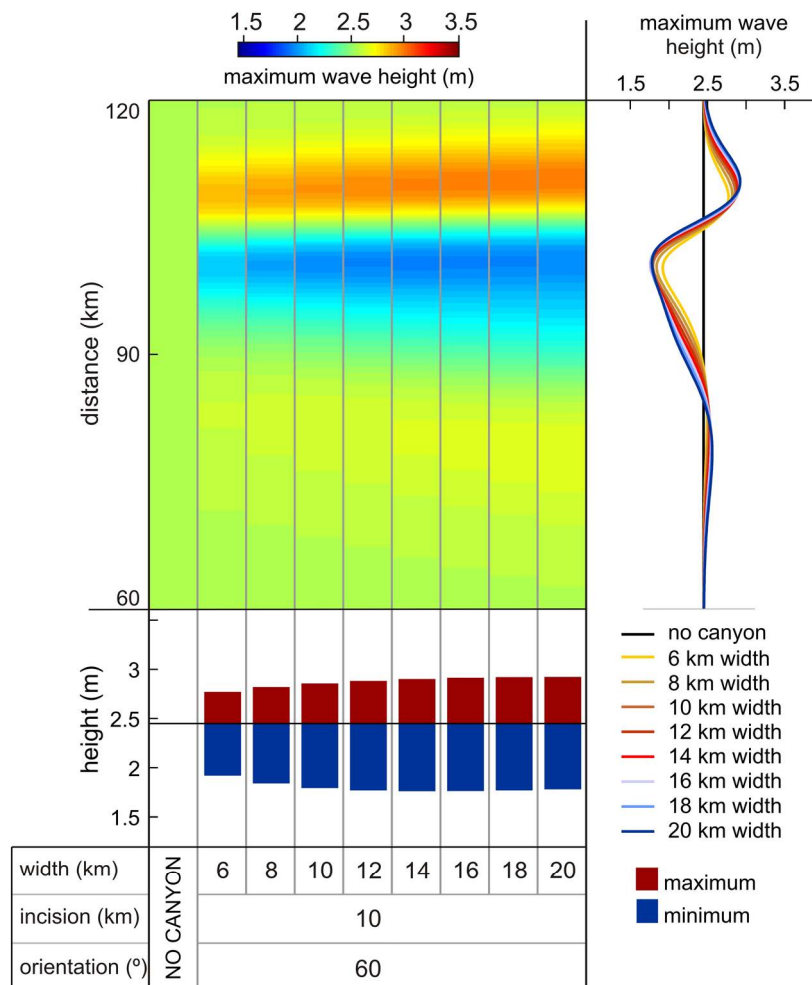


Fig. 2.33. Maximum wave height along the 10 m isobath at a constant distance of 100 m from the coastline produced by a positive, 0.5 m amplitude, 20 min period tsunami in a non-canyoned margin (left stripe) and in a margin carved by a 10 km incised, 60°-oriented canyon with widths from 6 to 20 km. Highest and lowest maximum wave heights for each configuration are displayed in the bottom panel.

From the above-described results it becomes clear that in terms of tsunami risk analysis, the presence of a submarine canyon incised into the continental shelf originates a greater variability in wave height and associated potential run-up along the adjacent coastline. In general, the synthetic scenarios here considered, with a deeply incised oblique canyon, generate worst-cases for certain locations along the coastline, with enhanced run-up potential, especially with the arrival of tsunami waves with negative sign.

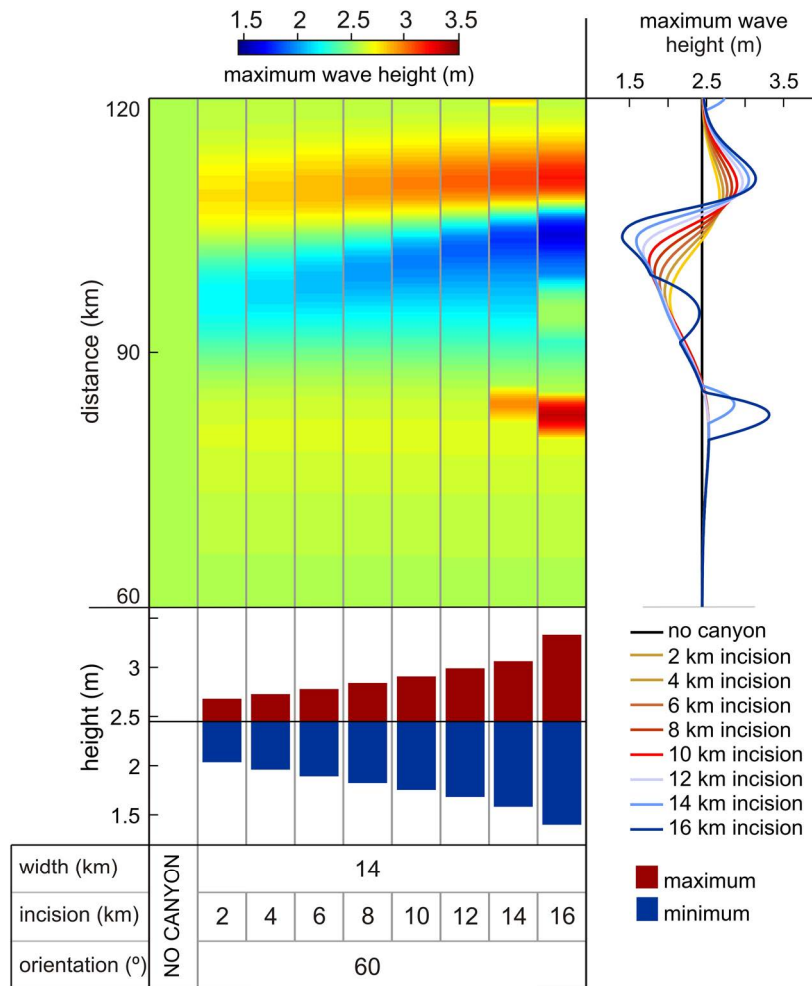


Fig. 2.34. Maximum wave height along the 10 m isobath at a constant distance of 100 m from the coastline produced by a positive, 0.5 m amplitude, 20 min period tsunami in a non-canyoned margin (left stripe) and in a margin carved by a 14 km wide, 60°-oriented canyon with incision lengths from 2 to 16 km. Highest and lowest maximum wave heights for each configuration are displayed in the bottom panel.

2.3.5.3. THE BLANES CANYON GROUNDTRUTHING SITE

The actual bathymetry of the Blanes margin, which is deeply incised by a canyon with the same name, and a second bathymetry where the canyon has been removed by simply connecting off-canyon depth contours, were used to simulate two tsunami scenarios using a positive, 0.5 m high and 20 min period incident wave. Figure 2.35 shows the MWH for the actual bathymetry (Fig. 2.35A) and for the non-canyoned bathymetry (Fig. 2.35B). The changes due to the presence of the Blanes Canyon with respect to other local effects in tsunami propagation are highlighted by the MWH numerical subtraction between both simulations (Fig. 2.35C). The results obtained are in agreement with those resulting from the previously presented theoretical scenarios. The main modification

derived from the canyon incision occurs right shoreward of its head, where lower MWH values are found, and also up shore and down shore, where MWH values increase.

The canyon bathymetric anomaly reduces wave height by more than 2 m at the coast shoreward of its head, which represents half the height reached in the same margin with no canyon. The wave amplification effect up shore and down shore of the canyon head projection over the coast is also confirmed, with waves up to 50% higher than if no canyon was present. Also the obliquity effect of the Blanes Canyon results in higher MWH face to the ocean looking external flank of the canyon to the north (Fig. 2.35C).

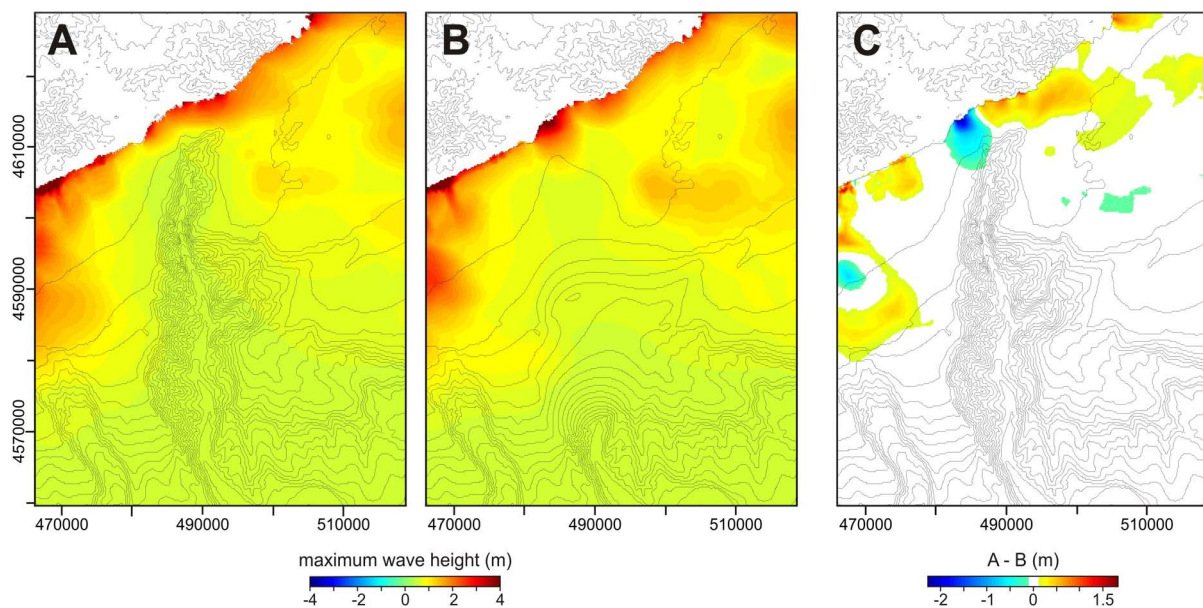


Fig. 2.35. Effect of the propagation of a positive tsunami wave 0.5 m in amplitude and 20 min of period over the Blanes Canyon. A: Maximum wave height distribution over the actual bathymetry of the Blanes Canyon. B: Maximum wave height distribution over the bathymetry from where the canyon has been erased. C: Numerical subtraction between A and B. Black lines represent isobaths every 100 m.

Observations on the location of MWH during some historical tsunamis fit with our theoretical results. In the Barisal margin, in Bangladesh, the submarine canyon cut into the shelf is oriented northeast and during the 2004 Indian Ocean tsunami the MWH was found shoreward of the eastern flank of the canyon head (Ioualalen et al., 2007), exactly as predicted in our Figures 2.33 and 2.34. In Sissano Lagoon, where the canyon is normal to the coastline direction, the MWH was recorded shoreward of both flanks of the canyon head (Matsuyama et al., 1999; Tappin et al., 2001), as also shown in our Figures 2.29 and 2.31.

The ground truth exercise using the actual bathymetry of the Blanes Canyon area, together with the evidence provided by the above-mentioned historical events, confirm the relevance of submarine canyons for tsunami propagation and impact along the nearby coast by significantly modifying the final wave height and run-up. To that point, the Blanes Canyon area could be considered representative of a large number of submarine canyon settings in the world ocean (Harris and Whiteway, 2011).

2.3.6. CONCLUDING REMARKS

The presence of a submarine canyon modifies tsunami wave arrival time and height along the adjacent coast. In general, tsunami arrival time to the coastal stretch located shoreward of the canyon head is shortened due to the lowered shoaling effect because of the greater water depth of the canyon itself. In contrast, both parameters increase up and down coast, also due to the bathymetric anomaly the canyon represents. MWH is modified by submarine canyons in two main ways: (1) by preventing wave set up along their axis, which leads to lowered MWH shoreward of the canyon head in comparison to non-canyoned margins, and (2) by enhancing wave set up along and over both flanks of the canyon head, thus producing relatively higher MWH sideward. Wave height and arrival time variations are larger when the sign of the incident wave is negative (i.e. when the trough arrives first). The following relations between canyon geomorphic parameters and arrival time and wave height have been identified:

- The more shelf incised a canyon is (i.e. the closer the canyon head to the coastline), the larger their effects are on MWH and arrival times. Extremely incised canyons favour the formation of trapped edge waves.
- Canyon width influences the extension of decreased and increased MWH and shorter arrival times to specific locations.
- Canyon orientation controls the distribution of MWH reaching the coast, producing asymmetric distributions with larger MWH and longer arrival times shoreward of the ocean looking flank of the canyon head.

Tsunami simulations performed in the Blanes Canyon, in the North Catalan margin, demonstrate that the general relations observed in the theoretical scenarios are applicable to actual continental margin configurations, and that the effects produced by the canyon are at least of equal magnitude than other coastal effects.

This study aims at understanding the general behaviour of tsunami waves when travelling over submarine canyons with their heads close to the shoreline, and how canyon geomorphic

characteristics modify the tsunami wave. The results obtained could be applied to identify tsunami flood-prone coastal stretches within a given area, thus helping to improve prevention, mitigation and evacuation strategies in case of tsunami occurrence. This study also highlights the benefits of high-resolution bathymetric data at considerable depths beyond the shallow continental shelf in tsunami-prone areas.

2.3.7. ACKNOWLEDGEMENTS

This research was supported by the ASTARTE RTD project funded by the European Commission Seventh Framework Program, the GRACCIE-CONSOLIDER project (ref. CSD2007-00067) of the Spanish RTD Program, and Generalitat de Catalunya “Grups de Recerca Consolidats” grant 2009 SGR 1305. The Blanes Canyon bathymetry was obtained in the frame of PROMETEO (ref. CTM2007-66316-C02-01/MAR) and DOS MARES (ref. CTM2010-21810-C03-01/MAR) Spanish research projects. O. Iglesias was supported by a FPU fellowship of the Spanish Ministry of Education. We thank C. Mueller, an anonymous reviewer and the editor for their thoughtful revisions. We also thank Philip Liu’s Research Group of Cornell University for making available the COMCOT software in its web page. The publication reflects only the views of the authors. The EC is not liable for any use that may be made of the information contained in this article.

2.3.8. REFERENCES

- Amblas, D., Canals, M., Urgeles, R., Lastras, G., Liqueste, C., Hughes-Clarke, J.E., Casamor, J.L., Calafat, A.M., 2006. Morphogenetic mesoscale analysis of the northeastern Iberian margin, NW Mediterranean Basin. *Marine Geology* 234 (1-4): 3-20. doi: 10.1016/j.margeo.2006.09.009.
- Amblas, D., Gerber, T.P., De Mol, B., Urgeles, R., Garcia-Castellanos, D., Canals, M., Pratson, L.F., Robb, N., Canning, J., 2012. Survival of a submarine canyon during long-term outbuilding of a continental margin. *Geology* 40: 543-546. doi: 10.1130/G33178.1.
- Allen, S.E., 2000. On subinertial flow in submarine canyons: effect of geometry. *Journal of Geophysical Research* 105 (C1): 1285-1297. doi: 10.1029/1999JC900240.
- Allen, S.E., Hickey, B.M., 2010. Dynamics of advection-driven upwelling over a shelf break submarine canyon. *Journal of Geophysical Research* 115 (C8): C08018. doi: 10.1029/2009JC005731.
- Bates, R.L. Jackson, J.A., 1980. *Glossary of Geology*. American Geological Institute, Falls Church, 751 pp.
- Canals, M., Casamor, J.L., Urgeles, R., Farrán, M., Calafat, A.M., Amblas, D., Willmott, V., Estrada, F., Sánchez, A., Arnau, P.J., Colás, S., 2004. Mapa del relleu submarí de Catalunya (Seafloor relief map of Catalonia), 1:250 000. Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona, Spain, 1 map.
- Canals, M., Puig, P., Heussner, S., Durrieu de Madron, X., Palanques, A., Fabres, J., 2006. Flushing submarine canyons. *Nature* 444: 354-357. doi: 10.1038/nature05271.

- Clark, J.D., Pickering, K.T., 1966. Submarine channels: processes and architecture. Vallis, London, 231 pp.
- Covault, J.A., Fildani, A., Romans, B.W., McHargue, T. 2011. The natural range of submarine canyon-and-channel longitudinal profiles. *Geosphere* 7 (2): 313-332. doi: 10.1130/GES00610.1.
- Cutchin, D.L., Smith R.L., 1973. Continental shelf waves: Low-frequency variation in sea level and currents over the Oregon continental shelf. *Journal of Physical Oceanography* 3: 73-82. doi: 10.1175/1520-0485(1973)003<0073:CSWLFV>2.0.CO;2.
- Daly, R.A., 1936. Origin of submarine canyons. *American Journal of Science* 31: 401-420.
- Divyalakshmi, K.S., Rammohan, V., Ramana Murthy, M.V., 2011. Modification of tsunami wave by submarine canyon: Case Study of Multiple Canyons at South East Coast of India. *Marine Geodesy* 34: 2-15. doi: 10.1080/01490419.2011.547796.
- Gica, E., Spillane, M.C., Titov, V.V., Chamberlin, C., Newman, J.C., 2008. Development of the forecast propagation database for NOAA's Short-term Inundation Forecast for Tsunamis (SIFT). NOAA Tech. Memo. OAR PMEL-139, 89 pp.
- González, F.I., Satake, K., Boss, E.F., Mofjeld, H.O., 1995. Edge wave and non-trapped modes of the 25 April 1992 Cape Mendocino tsunami. *Pure and Applied Geophysics* 144 (3-4): 409-426. doi: 10.1007/BF00874375.
- Harris, P.T., Whiteway, T., 2011. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology* 285: 69-86. doi: 10.1016/j.margeo.2011.05.008.
- Inman, D.L., 1953. Areal and seasonal variations in beach and nearshore sediment at La Jolla, California. Technical Memorandum no. 39, Beach Erosion Board Corps of Engineers, Department of the Army, USA, pp. 82 and appendices.
- Ioualalen, M., Pelinovsky, E., Asavanant, J., Lipikorn, R., Descamps, A., 2007. On the weak impact of the 26 December Indian Ocean tsunami on the Bangladesh coast. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 7: 141-147. doi: 10.5194/nhess-7-141-2007.
- Jobe, Z.R., Lowe, D.R., Uchytel, S.J., 2011. Two fundamentally different types of submarine canyons along the continental margin of Equatorial Guinea. *Marine and Petroleum Geology* 28 (3): 843-860. doi: 10.1016/j.margeo.2010.07.012.
- Klinck, J.M., 1989. Geostrophic adjustment over submarine canyons. *Journal of Geophysical Research* 94 (C5): 6133-6144. doi: 10.1029/JC094iC05p06133.
- Lastras, G., Acosta, J., Muñoz, A., Canals, M., 2011. Submarine canyon formation and evolution in the Argentine Continental Margin between 44°30'S and 48°S. *Geomorphology*, 128: 116-136. doi: 10.1016/j.geomorph.2010.12.027.
- Lastras, G., Canals, M., Amblas, D., Lavoie, C., Church, I., De Mol, B., Duran, R., Calafat, A.M., Hughes-Clarke, J.E., Smith, C.J., Heussner, S., "Euroleón" cruise shipboard party, 2011. Understanding sediment dynamics of two large submarine valleys from seafloor data: Blanes and La Fonera canyons, northwestern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 280 (1-4): 20-39. doi: 10.1016/j.margeo.2010.11.005.
- Li, L., Qiu, Q., Huang, Z., 2012. Numerical modeling of the morphological change in Lhok Nga, west Banda Aceh, during the 2004 Indian Ocean tsunami: understanding tsunami deposits using a forward modeling method. *Natural Hazards* 64: 1549-1574. doi: 10.1007/s11069-012-0325-z.

Lipa, B., Barrick, D., Saitoh, S.I., Ishikawa, Y., Awaji, T., Largier, J., Garfield, N., 2011. Japan Tsunami Current Flows Observed by HF Radars on Two Continents. *Remote Sensing* 3: 1663-1679. doi: 10.3390/rs3081663.

Matsuyama, M., Walsh, J.P., Yeh, H., 1999. The effect of bathymetry on tsunami characteristics at Sisano Lagoon, Papua Guinea. *Geophysical Research Letters* 26 (23): 3513-3516. doi: 10.1029/1999GL005412.

Merrifield, M.A., Firing, Y. L. Firing, Y. L. Agricole, W. Brundrit, G., Chang-Seng, D., Farre, R., Kilonsky, B., Knight, W., Kong, L., Magori, C., Manurung, P., McCreery, C., Mitchell, W., Pillay, S., Schindele, F., Shillington, F., Testut, L., Wijeratne, E.M.S., Caldwell, P., Jardin, J., Nakahara, S., Porter, F.-Y., Turetsky, N., 2005. Tide gauge observations of the Indian Ocean tsunami, December 26, 2004. *Geophysical Research Letters* 32 (9): 1944-8007. doi: 10.1029/2005GL022610.

Miller, G.R., Munk, W.H., Snodgrass, F.E., 1962. Long-period waves over California's continental borderland. Part II. Tsunamis. *Journal of Marine Research* 20 (1): 31-41.

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), 2012a. Natural Hazard Viewer (<http://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/hazards/?layers=0>).

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), 2012b. 1-Minute Water Level Data. Center for Operational Oceanographic Products and Services, Tsunami Capable Tide Stations. (<http://tidesandcurrents.noaa.gov/1mindata.shtml>).

Normark, W.R., Piper, D.J.W., 1969. Deep-sea fan-valleys, past and present. *Geological Society of America Bulletin* 80: 1859-1866.

Pirmez, C., Beauboeuf, R.T., Friedmann, S.J., Mohrig, D.C., 2000. Equilibrium profile and baselevel in submarine channels: examples from Late Pleistocene systems and implications for the architecture of deepwater reservoirs. *Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation 20th Annual Research Conference, Houston*, 782-805.

Rabinovich, A.B., 2009. Seiches and harbour oscillations. *Handbook of Coastal and Ocean Engineering*. World Scientific Publishing Company, Singapore, 193-236.

Rabinovich, A.B., Stephenson, F.E., Thomson, R.E., 2006. The California Tsunami of 15 June 2005 along the coast of North America. *Atmosphere-Ocean* 44 (4): 415-427. doi: 10.3137/ao.440406.

Sahal, A., Roger, J., Allgeyer, S., Lemaire, B., Hébert, H., Schindele, F., Lavigne, F., 2009. The tsunami triggered by the 21 May 2003 Boumerdès-Zemmouri (Algeria) earthquake: field investigations on the French Mediterranean coast and tsunami modelling. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9: 1823-1834. doi: 10.5194/nhess-9-1823-2009.

Shepard, F.P., Dill, R.F., 1966. *Submarine Canyons and Other Sea Valleys*. Rand McNally, Chicago, 381 pp.

Takeda, H., 1984. Topographically Trapped Waves over the Continental Shelf and Slope. *Journal of the Oceanographical Society of Japan* 40: 349-366. doi: 10.1007/BF02303339.

Tang, L., Titov, V.V., Chamberlin, C.D., 2009. Development, testing, and applications of site-specific tsunami inundation models for real-time forecasting. *Journal of Geophysical Research* 114 (C12): C12025. doi: 10.1029/2009JC005476, 2009.

Tappin, D.R., Watts, P., McMurtry, G.M., Lafoy, Y., Matsumoto, T., 2001. The Sissano, Papua New Guinea tsunami of July 1998 — Offshore evidence on the source mechanism. *Marine Geology*, 175 (1–4): 1-23. doi: 10.1016/S0025-3227(01)00131-1.

van den Hove, S., Moreau, V., 2007. Deep-Sea Biodiversity and Ecosystems: A scoping report on their socio-economy, management and governance. Biodiversity Series 28. UNEP-WCMC, HERMES project, Cambridge, 84 pp.

Wåhlin, A.K., 2002. Topographic steering of dense currents with application to submarine canyons. *Deep-Sea Research* 49 (Part II): 305-320. doi: 10.1016/S0967-0637(01)00058-9.

Wang, X., 2009. User manual for COMCOT version 1.7 (first draft). <http://ceeserver.cee.cornell.edu/pll-group/comcot.htm>

Ward, S. N., 1989. Tsunamis, *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*, Van Nostrand Reinhold company, New York, 13 pp.

Wu, T.R., Chen, P.F., Tsai, W.T., Chen, G.Y., 2008. Numerical Study on Tsunamis Excited by 2006 Pintung Earthquake Doublet. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 19 (6): 705-715. doi: 10.3319/TAO.2008.19.6.705(PT).

Yamazaki, Y., Cheung, K.F., 2011. Shelf resonance and impact of near-field tsunami generated by the 2010 Chile earthquake. *Geophysical Research Letters* 38 (12): L12605. doi: 10.1029/2011GL047508.

2.4. RESUMEN DE RESULTADOS

A partir de la metodología presentada en el apartado 1.5, para los cinco deslizamientos submarinos estudiados en esta Tesis **se han establecido los valores de los parámetros más relevantes en cuanto a la determinación de su potencial tsunamigénico**: profundidad mínima, pendiente del talud, volumen total, volumen efectivo y velocidad máxima alcanzada por la masa deslizada. Estos valores se muestran conjuntamente en la Tabla 2.3. El volumen efectivo del deslizamiento Joan, el mayor de los cuatro deslizamientos del canal de Ibiza, supone únicamente un 0,5% del volumen efectivo del deslizamiento BIG'95. El deslizamiento con menor volumen efectivo es el deslizamiento de Nuna, que supone únicamente un 14,9% de su volumen total.

	Volumen total	Volumen efectivo	Ratio de volúmenes	Velocidad máxima ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	Profundidad mínima (m)	Pendiente del talud
Deslizamiento BIG'95	26*	17	0,66	50*	600	10°
Deslizamiento de Ana	0,103	0,021	0,204	25	635	1,6°
Deslizamiento de Joan	0,307	0,13	0,423	34	600	2,5°
Deslizamiento de Nuna	0,182	0,027	0,149	34	675	1,9°
Deslizamiento de Jersi	0,108	0,033	0,305	22	750	3°

Tabla 2.3. Valores de los parámetros más relevantes indicativos del potencial tsunamigénico de los deslizamientos estudiados. Todos los datos han sido calculados u obtenidos en esta Tesis a excepción de aquellos marcados con un asterisco, que han sido extraídos de Lastras et al. (2005).

Respecto a los parámetros para la modelización de los deslizamientos del canal de Ibiza, se ha establecido, mediante el análisis inverso de múltiples escenarios, un ángulo de fricción interna de la capa granular de 4°, un valor 0 para la fricción basal entre la capa granular y la capa fija, y una ratio de densidad entre el agua y la capa granular de 0,6. Con estos valores, y una velocidad inicial de 34 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ para los deslizamientos de Nuna y Joan, y velocidades de 25 y 22 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ para los deslizamientos de Ana y Jersi, respectivamente, se obtiene una configuración batimétrica final en el modelo morfológicamente equivalente a la configuración real de los depósitos. Estas velocidades son del orden de dos tercios de la velocidad alcanzada por el deslizamiento BIG'95 según el modelo de Lastras et al. (2005).

Las modelizaciones numéricas de los escenarios finales muestran que los cinco deslizamientos, en condiciones de contorno similares a las actuales, son capaces de generar una perturbación inicial de la superficie libre del agua en forma de dipolo, con la cresta situada sobre la zona del depósito y el

surco sobre la cicatriz. Como es de esperar en relación a sus dimensiones, la perturbación inicial generada por el deslizamiento BIG'95 es más extensa y de mayor amplitud que las que se producen debido a los deslizamientos del canal de Ibiza, pero en cualquier caso, **todos los deslizamientos estudiados son, en mayor o menor medida, tsunamigénicos.**

En referencia a la propagación de las olas generadas, el tsunami generado por el deslizamiento BIG'95, a pesar de haberse generado en un área más cercana a la costa peninsular, alcanza primero la costa septentrional de Ibiza, 18 minutos después del inicio del deslizamiento, posteriormente la de Mallorca, 27 minutos después, mientras que las costas peninsulares reciben el impacto de la primera ola 54 minutos después de producirse el deslizamiento (Vídeo 2.2). En el caso de los deslizamientos del canal de Ibiza, los tiempos de llegada modelizados para las costas a cada lado del canal de Ibiza son muy similares: el frente de olas alcanza la Península Ibérica 11 minutos después de los deslizamientos, y la isla de Ibiza apenas 3 minutos más tarde.

La modelización del tsunami generado por el deslizamiento BIG'95 muestra una marcada direccionalidad y, en consecuencia, refleja una distribución de alturas máximas de ola caracterizada por valores más elevados en las costas septentrionales de Ibiza y Mallorca, con valores entre 4 y 8 m, y en las costas peninsulares a la altura de las provincias de Castellón y Valencia, adyacentes al margen del Ebro, con alturas superiores a los 9 m. Contrariamente, la modelización de los tsunamis generados por los deslizamientos del canal de Ibiza muestra alturas máximas de ola notablemente inferiores, del orden de pocos centímetros a 0,5 m en el litoral del propio canal. Cabe resaltar que el escenario en el que se contempla la sincronía de los cuatro deslizamientos del canal de Ibiza da lugar a un incremento de la altura de ola en la costa de hasta un 22% respecto al escenario del tsunami generado por el deslizamiento de Joan, que es el que genera una mayor altura en la costa (0,5 m en Ibiza).

En todas las modelizaciones se han observado la existencia de pequeños sectores en los litorales adyacentes con alturas de ola relativamente elevadas respecto al resto. Así, para el tsunami generado por el deslizamiento BIG'95, se ha modelizado la llegada de una altura de ola de 9 m de amplitud en la bahía de Santa Ponça, próxima a la bahía de Palma, que es sensiblemente superior a la altura registrada en las estaciones sintéticas más próximas, en las que predominan valores entorno a los 2,5 y 3 m de altura (Vídeo 2.2). Los resultados muestran un fenómeno similar en los escenarios de los tsunamis generados por los deslizamientos del canal de Ibiza. En estas modelizaciones, una pequeña franja de la costa de Formentera recibe la llegada de una ola de 2 m de altura, significativamente superior a las máximas del resto de las costas del área computacional.

Tanto el contraste en los tiempos de llegada de las olas de tsunami a las costas adyacentes, que no es necesariamente proporcional a la distancia a la fuente, como la llegada de un tsunami localmente

amplificado, son, a menudo, resultados de configuraciones batimétricas específicas que modifican la propagación de las olas. En el apartado 2.3 se estudia específicamente cómo la configuración batimétrica resultante de la presencia de un cañón submarino incidido en el margen continental afecta a la propagación y al impacto de tsunamis.

Respecto a la batimetría sintética utilizada en este tercer estudio, se observa que las ondas incidentes de periodos superiores a 20 min (30, 40 y 50 min) generan, sobre el borde de plataforma, alturas de ola mayores a las producidas sobre la plataforma continental, un resultado indicativo de un cierto fenómeno de resonancia en esos periodos, y confirmado mediante un análisis espectral. Para evitar dicho fenómeno, que podría enmascarar los efectos de la presencia de un cañón submarino, se ha optado por utilizar únicamente ondas incidentes con un periodo de 20 min, una amplitud de 0,5 m, y tanto polaridad positiva como negativa, computando un total de 514 escenarios, resultado de la combinación de 257 batimetrías con dos ondas incidentes.

Los resultados muestran que se genera mayor altura de ola en la costa, y también mayores cambios debidos a la presencia de un cañón, cuando la onda viene precedida por el surco; y que la presencia de un cañón produce un patrón de variación de alturas máximas de ola en la costa adyacente que varía en función de la incisión del cañón, la anchura y la orientación de su eje. En un margen incidido por un cañón, la altura máxima de ola en la franja de la costa situada frente a la cabecera del cañón es inferior a la del mismo margen sin cañón, mientras que las costas situadas frente a los flancos del cañón registran alturas de ola superiores. Este efecto se acentúa al aumentar la incisión del cañón, y el área afectada por esta variación de alturas máximas de ola se extiende a lo largo de la costa al incrementar la anchura del cañón. La oblicuidad del eje del cañón desplaza el patrón de variación de alturas máximas, e incrementa los valores de altura máxima de ola frente al flanco del cañón orientado hacia el mar.

El escenario de mayor incisión del cañón y mayor oblicuidad produce los valores más extremos de altura máxima de ola en la costa respecto al margen sin cañón. En los escenarios en los que el cañón está más próximo a la costa y cuando la onda incidente es precedida por la cresta también se observa una franja de altura mayor frente a los flancos del cañón, que no corresponde con la onda inicial, si no con una onda secundaria generada frente a la cabecera del cañón y que se propaga paralelamente a la costa (Vídeo 2.3).

Estos resultados se han trasladado a una batimetría real, correspondiente al sector del margen continental catalán que incluye la cabecera del cañón de Blanes. La modelización de un tsunami de características similares propagándose sobre el cañón de Blanes da como resultado patrones de incremento y decremento de alturas de ola equivalentes a los obtenidos con escenarios batimétricos sintéticos.

Capítulo 3

DISCUSIÓN

Si bien cada uno de los artículos de esta Tesis Doctoral, incluidos en el capítulo 2, incluye un apartado de discusión en el cual se valoran los resultados obtenidos a la luz del conocimiento actual y se evalúan las implicaciones de dichos resultados, se ofrece a continuación una breve discusión conjunta de los resultados de los tres artículos desde dos puntos de vista que inciden en los objetivos generales de la Tesis: cómo se han considerado las fuentes tsunamigénicas en el mar Catalano-Balear y cuáles son las implicaciones de la configuración de la cuenca en cuanto a la propagación e impacto de tsunamis. Finalmente, se ofrece una breve valoración de los modelos numéricos utilizados en esta Tesis.

3.1. TSUNAMIGÉNESIS EN EL MAR CATALANO-BALEAR

Una de las mayores incertidumbres en la simulación numérica de tsunamis generados por deslizamientos submarinos es el establecimiento de las condiciones iniciales, que incluyen la reconstrucción de la paleobatimetría y la incorporación de parámetros sedimentológicos y geotécnicos (por ejemplo, el ángulo de fricción interna), y también mecánicos (por ejemplo, la velocidad) de entrada al modelo. Las paleobatimetrías de los cinco deslizamientos presentadas en los apartados 2.1 y 2.2, aunque generadas de la manera más realista y de acorde a criterios geológicos y morfológicos, representan sólo una de las posibilidades de reconstrucción, puesto que cada método de interpolación da como resultado una superficie distinta, y por tanto, un volumen efectivo y una distribución de espesores única. El grado de incertidumbre en la reconstrucción de esta superficie está también ligado a la complejidad del relieve del margen continental en el que tiene lugar el deslizamiento. En el caso del margen del Ebro, con un talud incidido por numerosos cañones, cárcavas y canales, el número de superficies iniciales imaginables es mucho mayor que en un margen como el del canal de Ibiza, de pendientes suaves y con escasos elementos que alteren su regularidad morfológica. En este último caso, una configuración diferente a la aquí presentada resultaría en protuberancias o concavidades anómalas en la batimetría. De los cuatro deslizamientos del canal de Ibiza, la reconstrucción de la paleobatimetría del deslizamiento de Nuna es el que conlleva un mayor grado de incertidumbre debido precisamente a los afloramientos rocosos presentes en su cicatriz.

A partir de las paleobatimetrías, se ha calculado el volumen efectivo de cada deslizamiento. El concepto de volumen efectivo respecto al de volumen total a la hora de modelizar tsunamis generados por deslizamientos tiene en cuenta el hecho de que hay un cierto volumen de sedimento que, a lo largo de toda su trayectoria durante el deslizamiento, siempre ocupa un volumen que ya antes estaba ocupado por sedimento, y que, por tanto, no provoca un desplazamiento de la masa de

agua ni le transmite su energía. Valorar únicamente el volumen que produce un desplazamiento efectivo de la masa de agua evita sobreestimar el potencial tsunamigénico de los deslizamientos. Las importantes diferencias entre los deslizamientos de canal de Ibiza y el deslizamiento BIG'95 en el porcentaje de volumen efectivo respecto al volumen total (véase Tabla 2.3.) radica principalmente en que los deslizamientos del canal de Ibiza son frontalmente confinados (*sensu* Frey-Martínez et al., 2012) mientras que el deslizamiento BIG'95 es frontalmente emergente. Cuanto mayor es el volumen efectivo, mayor es también el potencial tsunamigénico.

En referencia a los parámetros sedimentológicos y mecánicos, cabe destacar que la simulación de los deslizamientos del canal de Ibiza mediante el modelo Landslide-HySEA a partir de los parámetros escogidos resulta en una reproducción fiel a la configuración actual de los depósitos de los deslizamientos. No obstante, los valores que ha sido necesario utilizar para alcanzar dicha similitud están en los extremos del rango de valores físicos previamente establecidos por medio de estudios sedimentológicos y geotécnicos. Así, los valores de fricción interna y fricción basal utilizados son considerablemente bajos, mientras que ha sido necesario dotar a la masa deslizada de una velocidad inicial elevada. Si bien está dentro del rango de las velocidades descritas en otros estudios sobre deslizamientos (Jiang y Leblond, 1992; Bondevik et al., 2005; De Blasio et al., 2005 y Lastras et al., 2005, entre otros), y a pesar de que los valores de los parámetros sedimentológicos se seleccionaron de tal forma que permitieran utilizar la mínima velocidad posible para reproducir la batimetría actual, el uso de una velocidad inicial podría suponer una cierta sobrestimación del potencial tsunamigénico de estos deslizamientos. No obstante, esta velocidad inicial sirvió no sólo para conseguir la configuración actual sino también para conferir a la masa deslizada un comportamiento más cohesivo, y por lo tanto más similar al de este tipo de deslizamientos. Así, si bien la física de la modelización del deslizamiento se basa en el comportamiento de una masa granular, el resultado es un desplazamiento inicial similar al de un único bloque cohesivo hasta el momento en el que la velocidad disminuye drásticamente y la masa pasa a comportarse como un cuerpo friccional, cuando ya la transmisión de la energía a la columna de agua es ya mucho menor.

La gran diferencia entre las magnitudes de los tsunamis inducidos por el deslizamiento BIG'95 y por los deslizamientos del canal de Ibiza está indudablemente en concordancia con su volumen efectivo y su localización en términos de profundidad de agua (véase Tabla 2.3). Sin embargo, el consenso científico en el caso de los deslizamientos del canal de Ibiza, dado su escaso volumen, baja pendiente y profundidad a la que están situados, concluiría probablemente que su potencial tsunamigénico es nulo, afirmación que podría ser incorrecta en vista de los resultados obtenidos en esta Tesis. Su modelización numérica pone de relieve una cierta peligrosidad asociada a deslizamientos relativamente pequeños y profundos cuyo potencial tsunamigénico es, en general, subestimado en ausencia de análisis detallados. Del estudio del efecto de la sincronidad de los

cuatro deslizamientos del canal de Ibiza en su potencial tsunamigénico se desprende que el colapso de un margen continental mediante series de pequeños deslizamientos puede implicar un incremento de la peligrosidad debido al acoplamiento de los frentes de ola causados por cada deslizamiento por separado antes de llegar a la costa. Hay que tomar en consideración que pese a no existir, en tiempos históricos, sismicidad tsunamigénica en el mar Catalano-Balear, un terremoto de magnitud relativamente baja podría ser suficiente para desencadenar deslizamientos con potencial tsunamigénico, especialmente si existen factores preconditionantes, como capas débiles o presiones de poro elevadas, que puedan propiciar el colapso de diferentes secciones del margen al mismo tiempo.

Asimismo, el hecho de que los deslizamientos del canal de Ibiza hayan podido generar una perturbación de la superficie libre pone de manifiesto el posible potencial tsunamigénico de los restantes deslizamientos identificados en el mar Catalano-Balear, especialmente de los del norte de Ibiza y del canal de Mallorca descritos por Acosta (2003), a la vista de la extensión de sus depósitos y la escasa profundidad de sus cicatrices. Sería por lo tanto recomendable llevar a cabo un estudio detallado de estos deslizamientos y de su potencial tsunamigénico.

Obvia recordar que los escenarios aquí analizados y simulados no representan escenarios futuros, y por tanto los cinco deslizamientos investigados no son un peligro tsunamigénico hoy en día. De hecho, la ocurrencia pasada de estos deslizamientos conlleva que las secciones del margen continental afectadas sean muy probablemente más estables. En cualquier caso, ejemplifican, como ya se ha indicado anteriormente, casos extremos que podrían tener lugar en otros segmentos del margen en el caso de que se dieran los preconditionantes y los mecanismos desencadenantes necesarios. En este sentido, la respuesta del sistema de fallas del margen del Ebro y, concretamente del sistema de la falla de Amposta, ante la inyección de gas en el almacén Castor, con la proliferación de seismos inducida, alerta acerca de la sensibilidad del margen frente a la alteración de las condiciones de esfuerzo actuales. Una evaluación predictiva del peligro de tsunamis generados por deslizamientos submarinos en el mar Catalano-Balear requeriría un estudio exhaustivo del grado de estabilidad de los taludes continentales incluyendo los segmentos que muestran cierta recurrencia en la inestabilidad, tales como el margen del Ebro y el canal de Ibiza (Lastras et al., 2004b; Berndt et al., 2012).

Finalmente, y más allá de los tsunamis generados por deslizamientos, para completar el análisis de las posibles fuentes tsunamigénicas en el mar Catalano-Balear sería imprescindible considerar el potencial tsunamigénico de futuros terremotos asociados a las fallas submarinas descritas por Perea (2006): la falla nororiental del golfo de Roses, las fallas asociadas a la fosa de Amposta, al sur del delta del Ebro, y las fallas de cabo Cullera y Columbretes.

3.2. PROPAGACIÓN E IMPACTO DE TSUNAMIS EN EL MAR CATALANO-BALEAR

El relieve submarino afecta a la velocidad de propagación de un tsunami, y por tanto a los tiempos de llegada, y a la altura de ola, y en consecuencia al *run-up* y al *run-out* registrados en la costa. Por esta razón, cabe esperar que la marcada asimetría del lecho del mar Catalano-Balear conlleve diferencias considerables en la propagación y el impacto de un tsunami generado en su parte central, según avance hacia el margen peninsular o balear. Mediante la modelización de la propagación del tsunami producido por el deslizamiento BIG'95 en las condiciones de nivel del mar actual, se observa como la extensa plataforma continental del Ebro produce un fuerte efecto de asomeramiento que ralentiza considerablemente los tiempos de llegada de la primera ola a las costas de Castellón y Valencia, al mismo tiempo que incrementa la altura de ola. De manera contraria, la estrecha plataforma insular favorece unos tiempos de llegada más cortos, y no produce una amplificación de las olas especialmente destacable.

Por otro lado, algunos sectores de la línea de costa balear se configuran en forma de pequeñas bahías y entrantes, favoreciendo en algunos casos incrementos notables de la amplitud de ola debido a efectos de resonancia ante fuentes tsunamigénicas de pequeña longitud de onda. Este efecto se advierte claramente en las series temporales del tsunami generado por el deslizamiento BIG'95 en cala Santa Ponça, donde se alcanzan localmente los 9 m de ola, valor que triplica a los modelizados para la bahía de Palma. Cabe esperar que un efecto semejante se produzca en otras bahías, aunque la resolución disponible no permite distinguirlo más allá de los límites de las mallas anidadas de mayor resolución, o también en el interior de los puertos de ambas costas, tal y como ocurrió en el puerto de Palma durante el tsunami de 2003 (Vela et al., 2010).

El análisis espectral de las ondas de diferente periodo incidentes sobre un margen teórico parametrizado a partir de la morfología general del margen catalán del norte (cf. aptdo. 2.3), muestra que pueden producirse efectos de resonancia en ondas de periodo entre 30 y 50 min, dando lugar a una amplificación considerable de la altura de ola en el borde de plataforma. Esto permite inferir que el modo normal del margen catalán del norte puede verse excitado por los mismos periodos de onda. Sin embargo, puesto que el periodo de las ondas viene parcialmente definido por la extensión de la fuente que lo genera (Harbitz et al., 2006, y referencias que incluye), para que el modo normal del margen catalán fuera excitado por un tsunami, éste tendría que haber sido generado por una fuente tsunamigénica más extensa que la del deslizamiento BIG'95.

Otra diferencia clave entre el margen peninsular y el balear es la presencia de cañones submarinos. De acuerdo con los resultados descritos en el apartado 2.3, la presencia de estos cañones produciría en caso de impacto de tsunami una variabilidad longitudinal remarcable en referencia a los tiempos de llegada a la costa y a las alturas máximas, especialmente en el caso del margen catalán del norte,

catalán del norte, donde las cabeceras de los cañones submarinos están muy próximas a la línea de costa (véase Fig. 1.12). En el margen del Ebro, la refracción producida por plataforma continental enmascara las variaciones inducidas en la amplitud de onda por los cañones submarinos que se encajan en el talud, ya que éstos están pocos incididos, y la plataforma continental es muy extensa. En el caso del margen catalán del sur, la proximidad de unos cañones a otros (por ejemplo los cañones de Arenys y del Besòs) podría producir el acoplamiento entre los valores máximos de ola generados frente a los flancos de los cañones adyacentes e incrementar las diferencias de altura a lo largo de la costa.

3.3. LA ELECCIÓN DE UN MODELO NUMÉRICO

La elección de un modelo u otro a la hora de simular la generación, propagación e impacto de un tsunami es a menudo compleja, y requiere valorar diferentes aspectos: la reología del deslizamiento, el acoplamiento o no del modelo, o la dispersión en la propagación frente a la no linealidad. Así, si bien es preferible por definición un modelo numérico acoplado, pues es más coherente por lo que concierne a la transmisión de energía entre el deslizamiento y la columna de agua, quizás los términos en que el modelo acoplado simula el deslizamiento no son los más adecuados en relación a la dinámica real del deslizamiento. En el otro lado de la balanza, un modelo desacoplado permite controlar cómo llevar a cabo la modelización del deslizamiento, es decir, escoger el modelo que mejor se ajusta la reología del deslizamiento a la hora de modelizar independientemente la deformación del lecho marino, y utilizar términos dispersivos.

Glimsdal et al. (2013) afirman que, en los tsunamis generados por deslizamientos submarinos, tiene lugar una mayor dispersión en comparación con los generados por fuentes sísmicas, dado que la dispersión es inversamente proporcional a la longitud de onda y los tsunamis generados por terremotos muestran generalmente una longitud de onda mayor. Teniendo en cuenta que los modelos de tipo Boussinesq consideran los términos dispersivos, en general resultaría más apropiado usar este tipo de modelos para los tsunamis generados por deslizamientos. Lo mismo ocurre para tsunamis que se propagan a lo largo de grandes distancias, ya que la dispersión es acumulativa (Løvholt et al., 2008). Sin embargo, las aproximaciones de tipo Boussinesq son débilmente no lineales, y en zonas más someras, los efectos de la no linealidad pueden ser más importantes que la dispersión (Ursell, 1953), mientras que las NSWE pueden proporcionar resultados más realistas en contextos de márgenes continentales.

Por otro lado, con la formación del *tsunami bore* se puede presentar una estructura oscilatoria, de tal manera que la pared va seguida de ondulaciones menores de la superficie libre. Este caso concreto, conocido como *undular bore* (Favre, 1935), sólo se puede reproducir con un modelo completamente no lineal y dispersivo (Grue et al., 2008) o con las aproximaciones de tipo Boussinesq, débilmente no lineales (Bjørkavåg y Kalisch, 2011). Este fenómeno, que puede dar lugar a mayores alturas del frente original, ha sido observado en algunos tsunamis, como los de Japón de 1983 y del océano Índico del 2004 (Tsuji et al., 1991; Grue et al., 2008). No obstante, algunos autores afirman que el efecto sobre el *run-up* de los *undulares bores* está en general sobreestimado (Madsen et al., 2008) y que no generan diferencias significativas, aunque probablemente sí suponen un impacto incrementado en las estructuras costeras (Tissier et al., 2011). En definitiva, si bien el modelo ideal es un modelo acoplado, no lineal, completamente dispersivo, y en el que se pueda escoger el comportamiento reológico del sedimento movilizado, dicho modelo ideal aún no existe.

En esta Tesis Doctoral se han utilizado los modelos COMCOT y Landslide-HySEA. Una comparación específica entre los dos modelos resulta inadecuada dadas las grandes diferencias entre ambos. No obstante, se puede anticipar que una modelización del deslizamiento BIG'95 mediante el modelo Landslide-HySEA probablemente mostraría alturas de ola mayores que las ya modelizadas con el modelo COMCOT. La diferencia radica en que el Landslide-HySEA produciría un escenario más coherente en la transmisión de energía a la columna de agua, principalmente por tratarse de un modelo acoplado. Hay que tener en cuenta también que permitiría una discretización más fina de los pasos intermedios.

Con posterioridad a la modelización del tsunami generado por el deslizamiento BIG'95 realizada con el modelo COMCOT y presentada en el apartado 2.1, dos grupos de investigación europeos con una reconocida experiencia en el campo de la modelización de tsunamis, el Instituto Geotécnico de Noruega (NGI) y el Departamento de Física y Astronomía de la Universidad de Bolonia, han llevado a cabo dos estudios equivalentes respecto al mismo deslizamiento BIG'95 utilizando además la misma paleobatimetría construida en esta Tesis. En ambos casos, Løvholt et al. (2014b) y Zaniboni et al. (2014) también han aplicado modelos desacoplados, por lo que resulta especialmente interesante la comparación de estos tres estudios, a pesar de que las resoluciones de la malla batimétrica por la que se propaga el tsunami son diferentes. Los resultados de las alturas máximas de ola de las tres modelizaciones y algunas características de la modelización se muestran en la Tabla 3.1.

Estudio	Resolución de la malla	Modelo numérico		Aproximación	Altura máxima de ola
		Generación	Propagación e impacto		
Iglesias et al. (2012)	200 m	Bing (Lastras et al., 2005)	COMCOT	SWE	9 m
Zaniboni et al. (2014)	3000-5000 m	UBO-BLOCK1	BO-TSUIMP UBO-TSUFE	SWE	> 16 m
Løvholt et al. (2014)	≈ 355 m	Bing	GloBouss	Boussinesq	20 - 25 m

Tabla 3.1. Características de los escenarios de tsunami generado por el deslizamiento BIG'95 modelizados por diferentes autores. La altura máxima de ola se refiere a la alcanzada en cualquier punto de las costas del mar Catalano-Balear.

El modelo utilizado en el estudio de Løvholt et al. (2014b) resulta en una direccionalidad mucho más marcada y, por tanto, más similar a los resultados presentados en esta Tesis, mientras que la modelización de Zaniboni et al. (2014) muestra una distribución más homogénea en los valores de altura máxima de ola en la parte sur del mar Catalano-Balear (Fig. 3.1). Este hecho podría estar relacionado con el tipo de modelo utilizado para la simulación del deslizamiento, que coincide en los

dos tsunamis más direccionales. Por otro lado las diferencias más que notorias entre los valores de altura máxima de ola modelizados en esta Tesis y los resultados de las otras dos modelizaciones podrían estar relacionadas con la discretización del movimiento del deslizamiento BIG'95, ya que en el estudio presentado en esta Tesis únicamente se utilizan cinco pasos de tiempo para incorporar en el modelo de propagación. La distancia alcanzada por el tsunami y por tanto la extensión de las costas impactadas es mayor en la modelización de Zaniboni et al. (2014) que en la presentada en esta Tesis y que las modelizadas por Løvholt et al. (2014b). Si bien la mayor altura de ola implica un mayor alcance, las diferencias entre los otros dos modelos resultan de la ausencia de términos dispersivos en el modelo usado por Zaniboni et al. (2014).

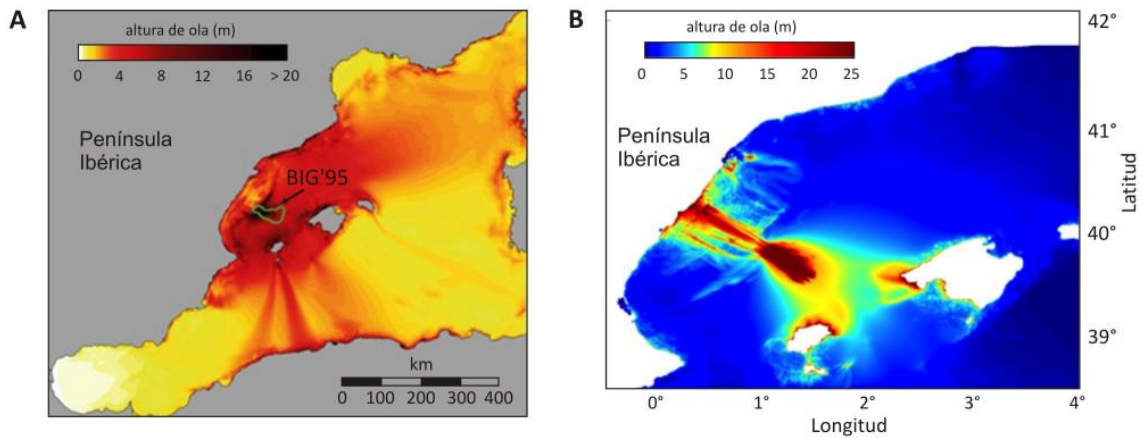


Fig. 3.1. Distribución de las alturas máximas del tsunami generado por el deslizamiento BIG'95: (A) según la modelización de Zaniboni et al. (2014), y (B) de Løvholt et al. (2014).

Capítulo 4

CONCLUSIONES



En esta Tesis Doctoral se ha evaluado el potencial tsunamigénico del deslizamiento BIG'95, situado en el margen del Ebro, y de cuatro deslizamientos situados en el margen balear del canal de Ibiza, considerando en los cinco casos que el nivel del mar, en el momento de producirse los deslizamientos, es similar al actual, y se han analizado los patrones de propagación de los tsunamis generados. En esta Tesis se ha abordado, también mediante modelización numérica, el efecto de la presencia de un cañón submarino encajado en el margen continental en la propagación e impacto en la costa de un tsunami. De los resultados de estas modelizaciones se pueden extraer conclusiones sobre la generación y propagación de tsunamis que, por un lado, se refieren al mar Catalano-Balear, y por otro, pueden tener connotaciones más generales y de aplicación mucho más amplia o incluso global.

4.1. CONCLUSIONES ACERCA DEL ÁREA DE ESTUDIO

- 1) Los cinco deslizamientos estudiados, tanto el BIG'95, que es el de mayores dimensiones en el mar Catalano-Balear, como los del canal de Ibiza, de mucha menor envergadura, pudieron haber sido tsunamigénicos. Mientras el primero habría podido generar un tsunami de 9 m de altura de ola o superior, los tsunamis eventualmente generados por los deslizamientos del canal de Ibiza apenas habrían tenido efecto sobre las costas más cercanas. En el caso específico de que los deslizamientos del canal de Ibiza se hubieran producido de manera sincrónica, la altura de ola resulta un 22% mayor.
- 2) En concordancia con otros estudios, la magnitud del tsunami generado por cada uno de los cinco deslizamientos está directamente relacionada con los parámetros de velocidad, volumen efectivo, profundidad de agua y pendiente del talud en el que tuvieron lugar. Asimismo, dicha magnitud queda mayormente determinada durante los primeros segundos tras el disparo de los deslizamientos, puesto que la primera ola es la mayor de todo el tren de olas que forman el tsunami.
- 3) De acuerdo con las dimensiones del deslizamiento BIG'95, el tsunami que habría podido generar es probablemente el peor escenario de tsunami en tiempos geológicamente recientes en el mar Catalano-Balear.
- 4) A la vista de la capacidad tsunamigénica de los deslizamientos del canal de Ibiza, cabe esperar que el resto de deslizamientos submarinos identificados en el Mar Catalano-Balear, en especial los deslizamientos del norte de Ibiza y del canal de Mallorca, fueran también tsunamigénicos.
- 5) La morfología del fondo marino del mar Catalano-Balear, con una marcada asimetría entre los dos márgenes continentales conjugados, desempeña un papel fundamental en los

tiempos de llegada y la distribución de alturas máximas de ola en las costas. Así, el efecto de asomeramiento producido por la extensa plataforma del margen del Ebro conlleva un incremento en la altura de ola y un retraso en el tiempo de llegada. Un fenómeno similar se produce localmente en un sector al oeste de Formentera en el que la plataforma continental del margen balear es relativamente más ancha. Como consecuencia, se produce un incremento en el peligro de inundación por tsunami en las costas de estos sectores.

- 6) El modo normal de algunas bahías del archipiélago balear puede verse excitado por el impacto de ondas de tsunami de periodos similares al del tsunami que habría podido generar el deslizamiento BIG'95 (10 - 15 min), pudiendo dar lugar localmente a alturas de ola superiores a las de la ola incidente.
- 7) A lo largo del borde de plataforma continental del margen catalán del norte se podrían producir efectos de resonancia por el paso de tsunamis de periodo entre 30 y 50 min.
- 8) La presencia de cañones submarinos incididos en la plataforma continental, en especial los grandes cañones del margen catalán del norte, modifica los tiempos de llegada de las olas de tsunami y las alturas de ola registradas. Así, la presencia del cañón de Blanes produciría decrementos en la altura máxima de ola en la costa situada frente a la cabecera del cañón, al mismo tiempo que incrementa la altura de ola en las costas situadas frente a sus flancos, especialmente el flanco norte. Análisis similares se pueden realizar para otros cañones submarinos del mar Catalano-Balear.
- 9) Para realizar un análisis determinista completo del peligro de tsunamis en el Mar Catalano-Balear sería conveniente analizar el potencial tsunamigénico del resto de deslizamientos identificados en el área, así como el análisis de los escenarios de tsunami producidos por los terremotos asociados a las fallas submarinas neógenas descritas por Perea (2006), y también los escenarios de tsunamis que contemplen fuentes lejanas, como pueden ser los tsunamis generados por terremotos en el margen de Argelia o incluso en el mar de Liguria.

4.2. CONCLUSIONES GENERALES

- 1) El potencial tsunamigénico de un deslizamiento no debe ser subestimado o directamente considerado nulo por lo reducido de su extensión, ya que si un deslizamiento es capaz de generar una pequeña perturbación de la superficie libre, ésta puede sufrir procesos de amplificación debidos a la geometría del relieve submarino, a la configuración costera o a efectos de resonancia, que puedan dar lugar a un incremento de su peligrosidad a escala local.
- 2) Si bien un sector de talud continental susceptible de colapsar en forma de un gran deslizamiento submarino es especialmente peligroso en cuanto a su potencial tsunamigénico, también resulta muy recomendable el análisis detallado del potencial tsunamigénico de sectores de talud continental susceptibles de experimentar pequeños deslizamientos sincrónicos adyacentes, ya que estos eventos pueden conllevar un mayor peligro que el causado por los mismos eventos separadamente.
- 3) La presencia de cañones submarinos fuertemente incididos en la plataforma continental modifica los tiempos de llegada de olas de tsunami y las alturas de ola registradas dando lugar a patrones predecibles según el grado de incisión, la anchura del cañón y su orientación respecto a la costa. De forma general y en comparación con un margen sin cañón, la presencia de un cañón disminuye la altura de ola en la costa situada frente a la cabecera del mismo, mientras que la aumenta en las costas situadas frente a los flancos del cañón. Dicho efecto es más notorio cuanto más próxima está la cabecera a la línea de costa, lo cual a su vez puede originar la formación de ondas de borde capaces de superar la altura de ola inicial. Además, cuanto más ancho es el cañón, mayor es la franja costera afectada por los incrementos o decrementos de los valores de altura máxima de ola. Si bien el patrón de incremento o decremento es simétrico en cañones orientados perpendicularmente al margen, al aumentar la oblicuidad se rompe dicha simetría y se generan mayores alturas de ola en las costas situadas frente al flanco del cañón que está orientado hacia mar.
- 4) El impacto en la costa de una onda de tsunami precedida de un surco es mayor que el de la misma onda precedida de una cresta, ya que el surco incrementa el efecto de asomeramiento en la cresta que le sigue. Además, los tiempos de llegada también se ven afectados siguiendo el mismo patrón, de tal manera que la onda llega antes a los sectores de costa donde se registran las menores alturas máximas que a las zonas en las que se registran las alturas máximas más elevadas, para un mismo tsunami incidente en sectores de costa cercanos y homogéneos.
- 5) En referencia a la metodología empleada, los modelos numéricos constituyen una aproximación muy efectiva para identificar fuentes tsunamigénicas y establecer las zonas

más susceptibles de sufrir un mayor impacto. Sin embargo, y especialmente en el caso de los tsunamis generados por deslizamientos submarinos, los modelos presentan limitaciones que deben ser analizadas y revisadas como, por ejemplo, la consideración de que las propiedades físicas de una masa deslizada no varían durante el deslizamiento. Existe además un grado elevado de incertidumbre epistémica en la modelización de eventos anteriores al registro histórico, y los errores asociados a dichas incertidumbres se acumulan en cada paso del proceso de simulación, desde la recreación de la paleobatimetría original, pasando por el establecimiento de los parámetros sedimentológicos, geotécnicos y mecánicos, hasta la elección y aplicación del modelo numérico.

- 6) Si bien la evolución y mejora de los modelos numéricos que simulan tsunamis generados por deslizamientos es más lenta que la de los modelos de tsunamis generados por terremotos, debido principalmente a una menor validación sobre el terreno a causa de los elevados tiempos de retorno de estos fenómenos, la complejidad intrínseca del propio proceso del deslizamiento y de los parámetros que lo definen, y a la transferencia continuada de energía a la columna de agua, se pone de manifiesto la idoneidad de un modelo numérico acoplado, dispersivo y con la posibilidad de conjugar diversas reologías en función de las características de cada deslizamiento.

Capítulo 5

BIBLIOGRAFÍA



- Abadie, S.M., Harris, J.C., Grilli, S.T., Fabre, R., 2012. Numerical modeling of tsunami waves generated by the flank collapse of the Cumbre Vieja Volcano (La Palma, Canary Islands): Tsunami source and near field effects. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 117, C5. doi: 10.1029/2011JC007646
- Abe, K., 1979. Size of great earthquakes of 1837–1974 inferred from tsunami data. *Journal of Geophysical Research* 84, 1561–1688. doi: 10.1029/JB084iB04p01561.
- Acosta, J., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M., Vaquero, M., Uchupi, E., 2001. Pockmarks in the Ibiza Channel and Western end of the Balearic Promontory (Western Mediterranean) revealed by multibeam mapping. *Geo-Marine Letters* 21, 123–130. doi: 10.1007/s003670100074.
- Acosta, J., Canals, M., López-Martínez, J., Muñoz, A., Herranz, P., Urgeles, R., Palomo, C., Casamor, J.L., 2003. The Balearic Promontory geomorphology (western Mediterranean): morphostructure and active processes. *Geomorphology* 49, 177–204. doi: 10.1016/S0169-555X(02)00168-X.
- Acosta, J., Canals, M., Carbó, A., Muñoz, A., Urgeles, R., Muñoz-Martín, A., Uchupi, E., 2004. Sea floor morphology and Plio-Quaternary sedimentary cover of the Mallorca Channel, Balearic Islands, western Mediterranean. *Marine Geology* 206, 165–179. doi: 10.1016/j.margeo.2004.02.008.
- Alasset, P.J., Hébert, H., Maouche, S., Calbini, V., Meghraoui, M., 2006. The tsunami induced by the 2003 Zemmouri earthquake ($M_w=6.9$, Algeria): Modelling and results. *Geophysical Journal International* 166, 213–226. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02912.x.
- Alonso, B., Canals, M., Got, H., Maldonado, A., 1991. Seavalleys and related depositional systems in the Catalan Sea (northwestern Mediterranean Sea). *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 75, 1195–1214.
- Álvarez-Gómez, J.A., Aniel-Quiroga, I., González, M., Otero, L., 2011. Tsunami hazard at the Western Mediterranean Spanish coast from seismic sources. *Natural Hazards and Earth System Science* 11, 227–240. doi: 10.5194/nhess-11-227-2011.
- Amblàs, D., 2006. Morfodinàmica sedimentària de marges continentals passius silicoclàstics. Tesis de Doctorado. Universitat de Barcelona. 181 pp.
- Amblàs, D., Canals, M., Urgeles, R., Lastras, G., Liqueste, C., Hughes Clarke, J.E., Casamor, J.L., Calafat, A.M., 2006. Morphogenetic mesoscale analysis of the northeastern Iberian margin, NW Mediterranean Basin. *Marine Geology* 234, 3–20. doi: 10.1016/j.margeo.2006.09.009.
- Amblàs, D., Gerber, T.P., De Mol, B., Urgeles, R., Garcia-Castellanos, D., Canals, M., Pratson, L.F., Robb, N., Canning, J., 2012. Survival of a submarine canyon during long-term outbuilding of a continental margin. *Geology* 40, 543–546. doi: 10.1130/g33178.1.
- Ambraseys, N.N., 1962. Data for the investigation of the seismic sea-waves in the Eastern Mediterranean. *Bulletin of the Seismological Society of America* 52, 895–913.
- Ammon, C.J., Kanamori, H., Lay, T., Velasco, A.A., 2006. The 17 July 2006 Java tsunami earthquake. *Geophysical Research Letters* 33, L24308. doi: 10.1029/2006GL028005.

ANSS (Advanced National Seismic System), 2015. Comprehensive Catalog [Consultado: 2015]. URL: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>.

Aparicio, A., Mitjavila, J.M., Araña, V., Villa, I.M., 1991. La edad del volcanismo de las islas Columbrete Grande y Alborán (Mediterráneo occidental). *Boletín Geológico Minero* 102, 562–570.

ASCE, 2015. New chapter on tsunami design in ASCE 7-16 [Consultado: 2015]. URL: <http://www.asce.org/structural-engineering/news/20140123-new-chapter-on-tsunami-design-in-asce-7-16/>.

Assier-Rzadkiewic, S., Heinrich, P., Sabatier, P.C., Savoye, B., Bourillet, J.F., 2000. Numerical Modelling of a Landslide-generated Tsunami: The 1979 Nice Event. *Pure and Applied Geophysics* 157, 1707-1727.

Assier-Rzadkiewicz, S., Mariotti, C., Heinrich, P., 1996. Modelling of submarine landslides and generated water waves. *Physics and Chemistry of The Earth* 21, 7–12. doi: 10.1016/S0079-1946(97)00002-5.

Ayadi, A., Bezzeghoud, M., 2014. Seismicity of Algeria from 1365 to 2013: Maximum Observed Intensity Map (MOI2014). *Seismological Research Letters* 86, 236–244. doi: 10.1785/0220140075.

Baptista, M.A., Heitor, S., Miranda, J.M., Miranda, P., Mendes Victor, L., 1998. The 1755 Lisbon tsunami; Evaluation of the tsunami parameters. *Journal of Geodynamics* 25, 143–157.

Baptista, M.A., Miranda, J.M., Chierici, F., Zitellini, N., 2003. New study of the 1755 earthquake source based on multi-channel seismic survey data and tsunami modeling. *Natural Hazards and Earth System Science* 3, 333–340. doi: 10.5194/nhess-3-333-2003.

Begét, J.E., 2000. Volcanic tsunamis. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., Mc Nutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*, 1005–1014, Academic Press, Estados Unidos, San Diego.

Belabbès, S., Wicks, C., Cakir, Z., Meghraoui, M., 2009. Rupture parameters of the 2003 Zemmouri (M_w 6.8), Algeria, earthquake from joint inversion of interferometric synthetic aperture radar, coastal uplift, and GPS. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 114, B03406. doi: 10.1029/2008JB005912.

Belt, 2003. Un seísmo hundió en Baleares más de 100 barcos [Consultado: 2015]. URL: <http://www.belt.es/noticias/2003/mayo/26/baleares.htm>

Ben-Menahem, A., Rosenman, M., 1972. Amplitude patterns of tsunami waves from submarine earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 77, 3097–3128. doi: 10.1029/JB077i017p03097.

Berndt, C., Costa, S., Canals, M., Camerlenghi, A., de Mol, B., Saunders, M., 2012. Repeated slope failure linked to fluid migration: The Ana submarine landslide complex, Eivissa Channel, Western Mediterranean Sea. *Earth and Planetary Science Letters* 319-320, 65–74. doi: 10.1016/j.epsl.2011.11.045.

Bjørkavåg, M., Kalisch, H., 2011. Wave breaking in Boussinesq models for undular bores. *Physics Letters A* 375, 1570–1578. doi: 10.1016/j.physleta.2011.02.060.

Bonaccorso, A., Calvari, S., Garfi, G., Lodato, L., Patanè, D., 2003. Dynamics of the December 2002 flank failure and tsunami at Stromboli volcano inferred by volcanological and geophysical observations. *Geophysical Research Letters* 30, 18. doi: 10.1029/2003GL017702.

- Bondevik, S., Svendsen, J.I., Johnsen, G., Mangerud, J., Kaland, P.E., 1997. The Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and runup. *Boreas* 26, 29–53.
- Bondevik, S., Mangerud, J., Dawson, S., Dawson, A., Lohne, Ø., 2003. Record-breaking height for 8000-year-old tsunami in the North Atlantic. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 84, 289–293. doi: 10.1029/2003EO310001.
- Bondevik, S., Løvholt, F., Harbitz, C.B., Mangerud, J., Dawson, A., Svendsen, J.I., 2005. The Storegga Slide tsunami-comparing field observations with numerical simulations. En: Solheim, A., Bryn, P., Berg, K., Sejrup, H.P., Mienert, J., (eds.), *Ormen Lange - An Integrated Study for Safe Field Development in the Storegga Submarine Area. Marine and Petroleum Geology* 22, 195–208. Elsevier, Reino Unido, doi: 10.1016/B978-0-08-044694-3.50021-4.
- Borrero, J.C., Legg, M.R., Synolakis, C.E., 2004. Tsunami sources in the southern California bight. *Geophysical Research Letters* 31, 13. doi: 10.1029/2004GL020078.
- Borrero, J.C., 2005. Field data and satellite imagery of tsunami effects in Banda Aceh. *Science* 308, 1596. doi: 10.1126/science.1110957
- Bourgeois, J., Hansen, T.A., Wiberg, P.L., Kauffman, E.G., 1988. A tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in Texas. *Science* 241, 567–570. doi: 10.1126/science.241.4865.567.
- Bourgeois, J., 1994. Tsunami deposits and the KT boundary: a sedimentologist's perspective. En: Ryder, G., Fastovsky, D., Gartner, S., (eds.), *New Developments Regarding the KT Event and Other Catastrophes in Earth History* 16–17. Lunar and Planetary Institute, Estados Unidos, Houston.
- Boussinesq, J., 1872. Théorie des ondes et des remous qui se propagent le long d'un canal rectangulaire horizontal, en communiquant au liquide contenu dans ce canal des vitesses sensiblement pareilles de la surface au fond. *Journal de Mathématiques Pures et Appliquées* 17, 55–108.
- Brune, S., Babeyko, A.Y., Gaedicke, C., Ladage, S., 2010. Hazard assessment of underwater landslide-generated tsunamis: A case study in the Padang region, Indonesia. *Natural Hazards* 53, 205–218. doi: 10.1007/s11069-009-9424-x.
- Bryant, E.A., Young, R.W., Price, D.M., 1996. Tsunami as a major control on coastal evolution, southeastern Australia. *Journal of Coastal Research* 12, 831–840.
- Bryant, E.A., Young, R.W., Price, D.M., Wheeler, D.J., Pease, M.I., 1997. The impact of tsunami on the coastline of Jervis Bay, southeastern Australia. *Physical Geography* 18, 440–459.
- Bryn, P., Berg, K., Forsberg, C.F., Solheim, A., Kvalstad, T.J., 2005. Explaining the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology* 22, 11–19. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2004.12.003.
- Bugge, T., Belderson, R.H., Kenyon, N.H., 1988. The Storegga Slide. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 325, 357–388. doi: 10.1098/rsta.1988.0055.
- Canals, M., Serra, J., Riba, O. 1982. Toponímia de la mar Catalano-Balear. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears* 26, 169–191.
- Canals, M., Ballesteros, E., 1997. Production of carbonate particles by phyto-benthic communities on the Mallorca-Menorca shelf, northwestern Mediterranean Sea. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 44, 611–629. doi: 10.1016/S0967-0645(96)00095-1.

- Canals, M., Casamor, J.L., Urgeles, R., Lastras, G., Calafat, A.M., Masson, D.G., Berné, S., Alonso, B., 2000. The Ebro continental margin, western Mediterranean Sea: Interplay between canyon-channel systems and mass wasting processes. En: Nelson, P.H., Weimer, P. (eds), Gulf Coast Section-SEPM Foundation 20th Annual Bob F. Perkins Research Conference on Deep-water reservoirs of the world, 152–174. Estados Unidos, Houston.
- Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Hafliðason, H., Imbo, Y., Laberg, J.S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D.G., Sultan, N., Trincardi, F., Bryn, P., 2004. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: Case studies from the COSTA project. *Marine Geology* 2013, 9–72. doi: 10.1016/j.margeo.2004.10.001
- Carey, S., Sigurdsson, H., Mandeville, C., Bronto, S., 2000. Volcanic hazards from pyroclastic flow discharge into the sea: Examples from the 1883 eruption of Krakatau, Indonesia. En: McCoy, F.W., Heiken, G. (eds.), *Volcanic Hazards and Disasters in Human Antiquity*, Special Paper of the Geological Society of America 345, 1–14. doi: 10.1130/0-8137-2345-0.
- Carrier, G.F., Greenspan, H.P., 1958. Water waves of finite amplitude on a sloping beach. *Journal of Fluid Mechanics* 4, 97–109. doi: 10.1017/S0022112058000331.
- Casas, D., Ercilla, G., Baraza, J., Alonso, B., Maldonado, A., 2003. Recent mass-movement processes on the Ebro continental slope (NW Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology* 20, 445–457. doi: 10.1016/S0264-8172-(03)00078-3.
- Castro, M.J., Ortega, S., De la Asuncion, M., Mantas, J.M., Gallardo, J.M., 2011. GPU computing for shallow water flow simulation based on finite volume schemes. *Comptes Rendus Mécanique* 339, 165–184. doi: 10.1016/j.crme.2010.12.004.
- Castro, M.J., González-Vida, J.M., Macías, J., Ortega, S., De la Asunción, M., 2015. Tsunami-HySEA: A GPU-based model for Tsunami Early Warning Systems. *Proceedings Of The XXIV Congress On Differential Equations And Applications, XIV Congress On Applied Mathematics*, 1–6. Cádiz, España.
- CCH (City and County of Honolulu Building Code), 2000. Department of Planning and Permitting of Honolulu Hawaii, Chapter 16, City and County of Honolulu Building Code, Artículo 11.
- Cho, Y.S., 1995. Numerical simulations of tsunami propagation and run-up. Tesis de Doctorado. Cornell University. 264 pp.
- Choi, B.H., Pelinovsky, E., Kim, K.O., Lee, J.S., 2003. Simulation of the trans-oceanic tsunami propagation due to the 1883 Krakatau volcanic eruption. *Natural Hazards and Earth System Science* 3, 321–332. doi: 10.5194/nhess-3-321-2003.
- Clark, J.D., Pickering, K.T., 1996. *Submarine channels: processes & architecture*. Vallis Pr. 231 pp.
- Clavell, E., Berastegui, X., 1991. Petroleum geology of the Gulf of Valencia. En: Spencer A.M. (ed.), *Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons*. Oxford University Press, 355–368.
- Courant, R., Friedrichs, K., Lewy, H., 1928. Über die partiellen Differenzgleichungen der mathematischen Physik. *Mathematische Annalen* 100, 32–74.

- Covault, J.A., Fildani, A., Romans, B.W., McHargue, T., 2011. The natural range of submarine canyon-and-channel longitudinal profiles. *Geosphere* 7, 313–332. doi: 10.1130/GES00610.1.
- Dan, G., Sultan, N., Savoye, B., 2007. The 1979 Nice harbour catastrophe revisited: Trigger mechanism inferred from geotechnical measurements and numerical modelling. *Marine Geology* 245, 40–64. doi: 10.1016/j.margeo.2007.06.011.
- Daniell, J., Vervaeck, A., Wenzel, F., 2011. A timeline of the Socio-economic effects of the 2011 Tohoku Earthquake with emphasis on the development of a new worldwide rapid earthquake loss estimation procedure. Australian Earthquake Engineering Society 2011 Conference. Barossa Valley, South Australia, 14 pp.
- Dañobeitia, J.J., Alonso, B., Maldonado, A., 1990. Geological framework of the Ebro continental margin and surrounding areas. *Marine Geology* 95, 265–287. doi: 10.1016/0025-3227(90)90120-9.
- Darbyshire, J., Ishiguro, S., 1957. Tsunamis. *Nature* 180, 150. doi: 10.1038/180150b0.
- Dawson, A., Long, D., Smith, D., 1988. The Storegga Slides: Evidence from eastern Scotland for a possible tsunami. *Marine Geology* 82, 271–276. doi: 10.1016/0025-3227(88)90146-6.
- De Blasio, F. V., Elverhøi, A., Issler, D., Harbitz, C.B., Bryn, P., Lien, R., 2005. On the dynamics of subaqueous clay rich gravity mass flows—the giant Storegga slide, Norway. *Marine and Petroleum Geology* 22, 179–186. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2004.10.014.
- De la Asunción, M., Mantas, J.M., Castro, M.J., Fernández-Nieto, E.D., 2012. An MPI-CUDA implementation of an improved Roe method for two-layer shallow water systems. *Journal of Parallel and Distributed Computing* 72, 1065–1072. doi: 10.1016/j.jpdc.2011.07.012.
- Divyalakshmi, K.S., Rammohan, V., Murthy, M.V.R., 2011. Modification of Tsunami Wave by Submarine Canyon: Case Study of Multiple Canyons at South East Coast of India. *Marine Geodesy* 34, 2–15. doi: 10.1080/01490419.2011.547796.
- Dogliani, C., Gueguen, E., Harabaglia, P., Mongelli, F., 1999. On the origin of west-directed subduction zones and applications to the western Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications 156, 541–561. doi: 10.1144/GSL.SP.1999.156.01.24.
- Domzig, A., Yelles, K., Le Roy, C., Déverchère, J., Bouillin, J.P., Bracène, R., De Lépinay, B.M., Le Roy, P., Calais, E., Kherroubi, A., 2006. Searching for the Africa–Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise). *Comptes Rendus Geoscience* 338, 80–91. doi: 10.1016/j.crte.2005.11.009.
- Droz, L., Bellaiche, G., 1985. Rhone deep-sea fan: morphostructure and growth pattern. *American Association Of Petroleum Geologists Bulletin* 69, 460–479.
- Droz, L., Kergoat, R., Cochonat, P., Berné, S., 2001. Recent sedimentary events in the western Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Marine Geology* 176, 23–37. doi: 10.1016/S0025-3227(01)00147-5.
- Durán, R., Canals, M., Sanz, J.L., Lastras, G., Amblàs, D., Micallef, A., 2014. Morphology and sediment dynamics of the northern Catalan continental shelf, northwestern Mediterranean Sea. *Geomorphology* 204, 1–20. doi: 10.1016/j.geomorph.2012.10.004.

Eisner, R.K., 2005. Planning for tsunamis: Reducing future losses through mitigation. En: Bernard, E.N., (ed.), *Developing Tsunami-Resilient Communities: The National Tsunami Hazard Mitigation Program*, 155–162. Springer Science & Business Media. doi: 10.1007/1-4020-3607-8_10.

Encyclopædia Britannica Online, 2015. Wave: wave types and their relative energy levels [Consultado: 2015]. URL: <http://www.britannica.com/science/ocean/images-videos/Types-of-surface-waves-and-their-relative-energy-levels/47257>.

Eva, C., Rabinovich, A.B., 1997. The February 23, 1887 tsunami recorded on the Ligurian Coast, western Mediterranean. *Geophysical Research Letters* 24, 2211–2214. doi: 10.1029/97GL02110.

Evenden, G., 1990. Proj. 4–Cartographic Projections Library. Código fuente y documentación disponible en URL: <http://trac.osgeo.org/proj/>.

Ewing, M., Press, F., 1955. Tide-gage disturbances from the great eruption of Krakatoa. *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 36, 53. doi: 10.1029/TR036i001p00053.

Favre, H., 1935. *Etude théorique et expérimentale des ondes de translation dans les canaux découverts*. Dunod, París.

FEMA (Federal Emergency Management Agency), 2008. FEMA P646, *Guidelines for Design of Structures for Vertical Evacuation from Tsunamis*, Applied Technology Council for the Federal Emergency Management Agency, Redwood City, California. 158 pp.

FEMA (Federal Emergency Management Agency), 2011. FEMA P-55, *Coastal Construction Manual: Principles and Practices of Planning, Siting, Designing, Constructing, and Maintaining Residential Buildings in Coastal Areas II*, 4ª Edición. 253 pp.

Fernández-Nieto, E.D., Bouchut, F., Bresch, D., Castro Díaz, M.J., Mangeney, A., 2008. A new Savage–Hutter type model for submarine avalanches and generated tsunami. *Journal of Computational Physics* 227, 7720–7754. doi: 10.1016/j.jcp.2008.04.039.

Ferrer, M., De Vallejo, L.G., Seisdedos, J., Coello, J.J., García, J.C., Hernández, L.E., Casillas, R., Martín, C., Rodríguez, J.A., Madeira, J., Andrade, C., Freitas, M.C., Lomoschitz, A., Yepes, J., Meco, J., Betancort, J.F., 2013. Güímar and la Orotava mega-landslides (Tenerife) and Tsunamis deposits in Canary Islands. *Landslide Science and Practice: Complex Environment*, 27–33. doi: 10.1007/978-3-642-31427-8-3.

Field, M.E., Gardner, J. V., 1990. Pliocene-Pleistocene growth of the Rio Ebro margin, northeast Spain: A prograding-slope model. *Geological Society of America Bulletin* 102, 721–733. doi: 10.1130/0016-7606(1990)102<0721:PPGOTR>2.3.CO;2.

Fine, I.V., Rabinovich, A.B., Bornhold, B.D., Thomson, R.E., Kulikov, E.A., 2005. The Grand Banks landslide-generated tsunami of November 18, 1929: Preliminary analysis and numerical modeling. *Marine Geology* 2015, 45–57. doi: 10.1016/j.margeo.2004.11.007.

Francis, P.W., 1985. The origin of the 1883 Krakatau tsunamis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 25, 349–363. doi: 10.1016/0377-0273(85)90021-6.

Freundt, A., 2003. Entrance of hot pyroclastic flows into the sea: experimental observations. *Bulletin of Volcanology* 65, 144–164. doi: 10.1007/s00445-002-0250-1.

- Frey-Martínez, J., Cartwright, J., James, D., 2006. Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: A 3D seismic characterisation. *Marine and Petroleum Geology* 23, 585–604. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2006.04.002.
- Fryer, G.J., Watts, P., Pratson, L.F., 2004. Source of the great tsunami of 1 April 1946: a landslide in the upper Aleutian forearc. *Marine Geology* 203, 201–218. doi: 10.1016/S0025-3227(03)00305-0.
- Fukao, Y., 1973. Thrust faulting at a lithospheric plate boundary the Portugal earthquake of 1969. *Earth and Planetary Science Letters* 18, 205–216. doi: 10.1016/0012-821X(73)90058-7.
- Fukao, Y., 1979. Tsunami earthquakes and subduction processes near deep-sea trenches. *Journal of Geophysical Research* 84, 2303–2314. doi: 10.1029/JB084iB05p02303.
- Gary, M., McAfee, R.J., Wolf, C.L., 1974. *Glossary of Geology*. American Geology Institute, Estados Unidos, Washington D.C. 805 pp
- Geist, E.L., Dmowska, R., 1999. Local Tsunamis and Distributed Slip at the Source. *Pure and Applied Geophysics* 154, 485–512. doi: 10.1007/s000240050241.
- Geist, E.L., 2000. Origin of the 17 July 1998 Papua New Guinea Tsunami: Earthquake or Landslide. *Seismological Research Letters* 71, 344–351. doi: 10.1785/gssrl.71.3.344.
- Geist, E.L., Lynett, P.J., Chaytor, J.D., 2009. Hydrodynamic modeling of tsunamis from the Currituck landslide. *Marine Geology* 264, 41–52. doi: 10.1016/j.margeo.2008.09.005.
- Gelabert, B., Sàbat, F., Rodríguez-Perea, A., 2002. A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Terra Nova* 14, 93–100. doi: 10.1046/j.1365-3121.2002.00392.x.
- Gica, E., Spillane, M.C., Titov, V.V., 2007. Tsunami Hazard Assessment using Short-Term Inundation Forecasting for Tsunamis (SIFT) Tool, EASTEC International Symposium 2007 - Dynamic Earth: Its Origin and Future. Sendai, Japan. 4 pp.
- Glimsdal, S., Pedersen, G.K., Langtangen, H.P., Shuvalov, V., Dypvik, H., 2007. Tsunami generation and propagation from the Mjølner asteroid impact. *Meteoritics & Planetary Science* 42, 1473–1494. doi: 10.1111/j.1945-5100.2007.tb00586.x.
- Glimsdal, S., Pedersen, G.K., Harbitz, C.B., Løvholt, F., 2013. Dispersion of tsunamis: does it really matter? *Natural Hazards and Earth System Science* 13, 1507–1526. doi: 10.5194/nhess-13-1507-2013.
- Goff, J., Chagué-Goff, C., Dominey-Howes, D., McAdoo, B., Cronin, S., Bonté-Grapetin Michael, M., Nichol, S., Horrocks, M., Cisternas, M., Lamarche, G., Pelletier, B., Jaffe, B., Dudley, W., 2011. Palaeotsunamis in the Pacific Islands. *Earth-Science Reviews* 107, 141–146. doi: 10.1016/j.earscirev.2010.10.005.
- Goff, J., Dudley, W.C., DeMaintenon, J.M., Cain, G., Coney, J.P., 2006. The largest local tsunami in 20th century Hawaii. *Marine Geology* 226, 65–79. doi: 10.1016/j.margeo.2005.09.017.
- Goldsmith, P., Barnett, A., Goff, J., McSaveney, M., Elliott, S., Nongkas, M., 1999. Report of the New Zealand reconnaissance team to the area of the 17 July 1998 Tsunami at Sissano Lagoon, Papua New Guinea. *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering* 32, 102–118.

- Gómez-Pujol, L., Roig-Munar, F.X., 2014. Acumulaciones de grandes bloques en las crestas de los acantilados del sur de Menorca (Islas Baleares): observaciones preliminares. En: Morales González, J.A., (ed.), VII Jornadas de Geomorfología Litoral, Geotemas, Oviedo, 71–74.
- González-Vida, J.M., Castro, M.J., Sánchez-Linares, C., de la Asunción, M., 2012. Simulation of landslide-generated tsunamis with the HySEA platform: Application to the the Lituya Bay 1958 tsunami. EGU General Assembly Conference Abstracts, Viena, EGU2012-10395-1.
- Goto, C., Ogawa, Y., Shuto, N., Imamura, F., 1997. Numerical method of tsunami simulation with the leap-frog scheme. IUGG/IOC Time Project, IOC Manuals and Guides 35. Francia, París.
- Goto, K., Chavanich, S.A., Imamura, F., Kunthasap, P., Matsui, T., Minoura, K., Sugawara, D., Yanagisawa, H., 2007. Distribution, origin and transport process of boulders deposited by the 2004 Indian Ocean tsunami at Pakarang Cape, Thailand. *Sedimentary Geology* 202, 821–837. doi: 10.1016/j.sedgeo.2007.09.004.
- Gràcia, E., Dañobeitia, J., Vergés, J., Team, P., 2003. Mapping active faults offshore Portugal (36°N–38°N): Implications for seismic hazard assessment along the southwest Iberian margin. *Geology* 31, 83-86. doi: 10.1130/0091-7613(2003)031<0083:MAFOPN>2.0.CO;2.
- Grauert, M., Björck, S., Bondevik, S., 2001. Storegga tsunami deposits in a coastal lake on Suðuroy, the Faroe Islands. *Boreas* 30, 263–271. doi: 10.1080/030094801317094137.
- Grue, J., Pelinovsky, E.N., Fructus, D., Talipova, T., Kharif, C., 2008. Formation of undular bores and solitary waves in the Strait of Malacca caused by the 26 December 2004 Indian Ocean tsunami. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 113, 1978–2012. doi: 10.1029/2007JC004343.
- Hafliðason, H., Sejrup, H.P., Nygård, A., Mienert, J., Bryn, P., Lien, R., Forsberg, C.F., Berg, K., Masson, D., 2004. The Storegga Slide: Architecture, geometry and slide development. *Marine Geology* 213, 201–234. doi: 10.1016/j.margeo.2004.10.007.
- Hall, J.V, Watts, G.M., 1953. Laboratory investigation of the vertical rise of solitary waves on impermeable slopes. DTIC Document, Army Coastal Engineering Research Center Washington D.C., 13 pp.
- Hammack, J.L., 1972. Tsunamis – a Model of Their Generation and Propagation. Tesis de Doctorado. California Institute of Technology. 261 pp.
- Hampton, M.A., Lee, H.J., Locat, J., 1996. Submarine landslides. *Reviews of Geophysics* 34, 33–59. doi: 10.1029/95RG03287.
- Harbi, A., Maouche, S., Ayadi, A., 1999. Neotectonics and associate seismicity in the Eastern Tellian Atlas of Algeria. *Journal of seismology* 3, 95–104. doi: 10.1023/A:1009743404491.
- Harbi, A., Meghraoui, M., Maouche, S., 2011. The Djidjelli (Algeria) earthquakes of 21 and 22 August 1856 (10 VIII, IX) and related tsunami effects Revisited. *Journal of Seismology* 15, 105–129. doi: 10.1007/s10950-010-9212-9.
- Harbitz, C.B., 1992. Model simulations of tsunamis generated by the Storegga Slides. *Marine Geology* 105, 1–21. doi: 10.1016/0025-3227(92)90178-K.

- Harbitz, C.B., Løvholt, F., Pedersen, G., Masson, D.G., 2006. Mechanisms of tsunami generation by submarine landslides: A short review. *Norwegian Journal of Geology* 86, 255–264.
- Harkrider, D., Press, F., 1967. The Krakatoa Air-Sea Waves: an Example of Pulse Propagation in Coupled Systems. *Geophysical Journal International* 13, 149–159. doi: 10.1111/j.1365-246X.1967.tb02150.x.
- Harris, P.T., Whiteway, T., 2011. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology* 285, 69–86. doi: 10.1016/j.margeo.2011.05.008.
- Hayes, G.P., 2011. Rapid source characterization of the 2011 M_w 9.0 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Earth, Planets and Space* 63, 529–534. doi: 10.5047/eps.2011.05.012.
- Heezen, B.C., Ewing, M., 1952. Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake. *American Journal of Science* 250, 849–878.
- Heidarzadeh, M., Satake, K., 2013. Waveform and Spectral Analyses of the 2011 Japan Tsunami Records on Tide Gauge and DART Stations Across the Pacific Ocean. *Pure and Applied Geophysics* 170, 1275–1293. doi: 10.1007/s00024-012-0558-5.
- Heidarzadeh, M., Krastel, S., Yalciner, A., 2014. The State-of-the-Art Numerical Tools for Modeling Landslide Tsunamis: A Short Review. En: Krastel, S., Behrmann, J.H., Völker, D., Stipp, M., Berndt, C., Urgeles, R., Chaytor, J., Huhn, K., Strasser, M., Harbitz, C.B. (eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research* 37, 483-495. Springer International Publishing. doi: 10.1007/978-3-319-00972-8.
- Heinrich, P., 1992. Nonlinear water waves generated by submarine and aerial landslides. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 118, 249–266. doi: 10.1061/(ASCE)0733-950X(1992)118:3(249).
- Heinrich, P., Guibourg, S., Mangeney, A., Roche, R., 1999. Numerical modeling of a landslide-generated tsunami following a potential explosion of the Montserrat volcano. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy* 24, 163–168. doi: 10.1016/S1464-1895(99)00013-7.
- Hermanns, R.L., L'Heureux, J.S., Blikra, L.H., 2013. Landslide Triggered Tsunami, Displacement Wave. En: Bobrowsky, P. (ed.), *Encyclopedia of Natural Hazards, Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 611–615. Springer, Holanda, Dordrecht. doi: 10.1007/978-1-4020-4399-4_95.
- Hibberd, S., Peregrine, D.H., 1979. Surf and run-up on a beach: a uniform bore. *Journal of Fluid Mechanics*. doi: 10.1017/S002211207900149X.
- Hills, J.G., Mader, C.L., 1997. Tsunami produced by the impacts of small asteroids. *Annals of the New York Academy of Sciences* 822, 381–394. *Near-Earth Objects: The United Nations Conference*. doi: 10.1111/j.1749-6632.1997.tb48352.x.
- Holcomb, R.T., Searle, R.C., 1991. Large landslides from oceanic volcanoes. *Marine Geotechnology* 10, 19–32. doi: 10.1080/10641199109379880.
- Hsü, K.J., Ryan, W.B.F., Cita, M.B., 1973. Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature* 242, 240–244. doi: 10.1130/G23407C.1.

Hughes Clarke, J.E., Mayer, L.A., Wells, D.E., 1996. Shallow-water imaging multibeam sonars: A new tool for investigating seafloor processes in the coastal zone and on the continental shelf. *Marine Geophysical Researches* 18, 607–629. doi: 10.1007/BF00313877.

Iglesias, O., Lastras, G., Canals, M., Olabarrieta, M., González, M., Aniel-Quiroga, Í., Otero, L., Durán, R., Amblàs, D., Casamor, J.L., Tahchi, E., Tinti, S., De Mol, B., 2012. The BIG'95 Submarine Landslide-Generated Tsunami: A Numerical Simulation. *The Journal of Geology* 120, 31–48. doi: 10.1086/662718.

IGN (Instituto Geográfico Nacional), 2003. Mapa de sismicidad de la Península Ibérica y zonas próximas [Consultado: 2015]. URL: <http://www.ign.es/ign/layoutIn/actividadesSismoRiesgo.do?locale=es>.

IGN (Instituto Geográfico Nacional), 2015. Catálogo de tsunamis de las costas españolas [Consultado: 2015]. URL: <http://www.ign.es/ign/layoutIn/sismologiaTsunamisCostasEspanolas.do#>.

Iida, K., 1956. Earthquakes accompanied by tsunamis occurring under the sea off the Islands of Japan. *The Journal of Earth Sciences, Nagoya University* 4, 1–43.

Iida, K., 1958. Magnitude and energy of earthquakes accompanied by tsunami, and tsunami energy. *The Journal of Earth Sciences, Nagoya University* 6, 101-112.

Iida, K., 1970. The generation of tsunamis and the focal mechanism of earthquakes. En: Adams, W.M. (ed.), *Tsunamis in the Pacific Ocean* 3–18. University of Hawaii Press.

Iida, K., Cox, D.C., Pararas-Carayannis, G., 1967. Preliminary Catalog Of Tsunamis Occurring In The Pacific Ocean. Hawaii Institute of Geophysics, University of Hawaii, 264 pp.

Imamura, A., 1942. History of Japanese tsunamis. *Oceanography* 2, 74–80.

Imamura, A., 1949. List of tsunamis in Japan. *Journal of the Seismological Society of Japan* 2, 23–28.

Imamura, F., 1995. Waves in two-layers. *Science of Tsunami Hazards* 13, 3–24.

Imamura, F., Gica, E., Takahashi, T., Shuto, N., 1995. Numerical simulation of the 1992 Flores tsunami: Interpretation of tsunami phenomena in northeastern Flores Island and damage at Babi Island. En: Imamura, F., Satake, K., (eds.), *Tsunamis: 1992–1994* 144, 555-568. Suiza, Birkhauser Basilea.

Imamura, F., Imteaz, M.A., 1995. Long waves in two layers: governing equations and numerical model. *Science of Tsunami Hazards* 13, 3–24.

Imamura, F., Gica, E., Takahashi, T., Shuto, N., 1995. Numerical simulation of the 1992 Flores tsunami: Interpretation of tsunami phenomena in northeastern Flores Island and damage at Babi Island. *Pure and Applied Geophysics* 144, 555–568. doi: 10.1007/bf00874383.

Imamura, F., Hashi, K., 2003. Re-examination of the source mechanism of the 1998 Papua New Guinea earthquake and tsunami. *Pure and Applied Geophysics* 160, 2071–2086. doi: 10.1007/s00024-003-2420-2.

IOC (Intergovernmental Oceanographic Commission), 2009. Tsunami Risk Assessment And Mitigation For The Indian Ocean: Knowing Your Tsunami Risk – And What To Do About It. *IOC Manuals and Guides* 52, 84 pp. Francia, París.

IOC (Intergovernmental Oceanographic Commission), 2013a. Tsunami Glossary. Technical Series 85.45 pp. Revised Edition 2013. Francia, Paris.

IOC (Intergovernmental Oceanographic Commission), 2013b. Tsunami Preparedness Civil Protection – Good Practice Guide. IOC Manuals and Guides, 65, 64 pp. Francia, Paris.

Ioualalen, M., Pelinovsky, E., Asavanant, J., Lipikorn, R., Deschamps, A., 2007. On the weak impact of the 26 December Indian Ocean tsunami on the Bangladesh coast. *Natural Hazards and Earth System Science* 7, 141–147. doi: 10.5194/nhess-7-141-2007.

Ioualalen, M., Migeon, S., Sardoux, O., 2010. Landslide tsunami vulnerability in the Ligurian Sea: case study of the 1979 October 16 Nice international airport submarine landslide and of identified geological mass failures. *Geophysical Journal International* 181, 724–740. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04572.x

Jiang, L., LeBlond, P.H., 1992. The coupling of a submarine slide and the surface waves which it generates. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 97, 12731–12744. doi: 10.1029/92JC0091.

Johnson, J.M., Satake, K., 1997. Estimation of seismic moment and slip distribution of the April 1, 1946, Aleutian tsunami earthquake. *Journal of Geophysical Research* 102, 11765–11774. doi: 10.1029/97JB00274.

Jones, B., Hunter, I.G., 1992. Very large boulders on the coast of Grand Cayman: the effects of giant waves on rocky coastlines. *Journal of coastal research* 8, 763–774.

Kanamori, H., 1972. Mechanism of tsunami earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 6, 346–359. doi: 10.1016/0031-9201(72)90058-1.

Kanamori, H., Kikuchi, M., 1993. The 1992 Nicaragua earthquake: a slow tsunami earthquake associated with subducted sediments. *Nature* 361, 714–716. doi: 10.1038/361714a0.

Kawamata, K., Takaoka, K., Ban, K., Imamura, F., Yamaki, S., Kobayashi, E., 2005. Model of tsunami generation by collapse of volcanic eruption: The 1741 Oshima-Oshima tsunami. En: Satake, K., (ed.), *Tsunamis, Case Studies and Recent Developments, Advances in Natural and Technological Hazards Research* 23, 79–96. Springer, Holanda, Dordrecht.

Kawata, Y., Benson, B.C., Borrero, J.C., Borrero, J.L., Davies, H.L., de Lange, W.P., Imamura, F., Letz, H., Nott, J., Synolakis, C.E., 1999. Tsunami in Papua New Guinea was as intense as first thought. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 80, 101–105. doi: 10.1029/99EO00065.

Keller, J.B., Keller, H.B., 1964. Water wave run-up on a beach. Office of Naval Research Department of the Navy, Washington D.C.

Koh, H.L., Teh, S.Y., Kew, L.M., Zakaria, N.A., 2009a. Simulation of future Andaman tsunami into Straits of Malacca by TUNA. *Journal of Earthquake and Tsunami* 3, 89–100. doi: 10.1142/S1793431109000470.

Koh, H.L., Teh, S.Y., Liu, P.L.F., Ismail, A.I.M., Lee, H.L., 2009b. Simulation of Andaman 2004 tsunami for assessing impact on Malaysia. *Journal of Asian Earth Sciences* 36, 74–83. doi: 10.1016/j.jseaes.2008.09.008.

Krastel, S., Schmincke, H.U., Jacobs, C.L., Rihm, R., Le Bas, T.P., Alibés, B., 2001. Submarine landslides around the Canary Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106, 3977–3997. doi: 10.1029/2000JB900413.

- Krogh, T.E., Kamo, S.L., Bohor, B.F., 1993. Fingerprinting the K/T impact site and determining the time of impact by UPb dating of single shocked zircons from distal ejecta. *Earth and Planetary Science Letters* 119, 425–429. doi: 10.1016/0012-821X(93)90150-8.
- Kvalstad, T.J., Andresen, L., Forsberg, C.F., Berg, K., Bryn, P., Wangen, M., 2005. The Storegga slide: Evaluation of triggering sources and slide mechanics. *Marine and Petroleum Geology* 22, 245–256. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2004.10.019.
- Lafuerza, S., Sultan, N., Canals, M., Lastras, G., Cattaneo, A., Frigola, J., Costa, S., Berndt, C., 2012. Failure mechanisms of Ana Slide from geotechnical evidence, Eivissa Channel, Western Mediterranean Sea. *Marine Geology* 307-310, 1–21. doi: 10.1016/j.margeo.2012.02.010.
- Lander, F.J., Lockridge, A.P., 1989. United States Tsunamis (Including United States Possessions): 1690–1988. Publication 41-2. U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, National Geophysical Data Center, Estados Unidos, Bulder. 266 pp.
- Larroque, C., Scotti, O., loulalen, M., 2012. Reappraisal of the 1887 Ligurian earthquake (western Mediterranean) from macroseismicity, active tectonics and tsunami modelling. *Geophysical Journal International* 190, 87–104. doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05498.x.
- Lastras, G., Canals, M., Hughes Clarke, J.E., Moreno, A., De Batist, M., Masson, D.G., Cochonat, P., 2002. Seafloor imagery from the BIG'95 debris flow, western Mediterranean. *Geology* 30, 871–874. doi: 10.1130/0091-7613(2002).
- Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., Hughes Clarke, J.E., Acosta, J., 2004a. Shallow slides and pockmark swarms in the Eivissa Channel, western Mediterranean Sea. *Sedimentology* 51, 837–850. doi: 10.1111/j.1365-3091.2004.00654.x.
- Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., De Batist, M., Calafat, A.M., Casamor, J.L., 2004b. Characterization of the recent BIG'95 debris flow deposit on the Ebro margin, Western Mediterranean Sea, after a variety of seismic reflection data. *Marine Geology* 213, 235–255. doi: 10.1016/j.margeo.2004.10.008.
- Lastras, G., De Blasio, F. V., Canals, M., Elverhøi, A., 2005. Conceptual and Numerical Modeling of the BIG'95 Debris Flow, Western Mediterranean Sea. *Journal of Sedimentary Research* 75, 784–797. doi: 10.2110/jsr.2005.063.
- Lastras, G., Canals, M., Amblàs, D., Frigola, J., Urgeles, R., Calafat, A.M., Acosta, J., 2007. Slope instability along the northeastern Iberian Balearic continental margins. *Geologica Acta* 5, 35–47. doi: 10.1344/105.000000308.
- Lastras, G., Canals, M., Amblàs, D., Lavoie, C., Church, I., De Mol, B., Duran, R., Calafat, A.M., Hughes Clarke, J.E., Smith, C.J., Heussner, S., 2011. Understanding sediment dynamics of two large submarine valleys from seafloor data: Blanes and La Fonera canyons, northwestern Mediterranean Sea. *Marine Geology* 280, 20–39. doi: 10.1016/j.margeo.2010.11.005.
- Lekkas, E.L., Andreadakis, E., Kostaki, I., Kapourani, E., 2013. A proposal for a new integrated Tsunami intensity scale (ITIS-2012). *Bulletin of the Seismological Society of America* 103, 1493–1502. doi: 10.1785/0120120099.
- Levret, A., 1991. The effects of the November 1, 1755 “Lisbon” earthquake in Morocco. *Tectonophysics* 193, 83–94. doi: 10.1016/0040-1951(91)90190-4.

- Lima, V. V., Miranda, J.M., Baptista, M.A., Catalao, J., Gonzalez, M., Soares, P.M.M., 2008. Spatial distribution of tsunami height and the extent inundation along the southeastern Iberian coast for the 1755 event. EGU General Assembly Conference Abstracts, Viena, EGU2008-A-00822.
- Lima, V. V., Miranda, J.M., Baptista, M.A., Catalão, J., Gonzalez, M., Otero, L., Olabarrieta, M., Álvarez-Gómez, J.A., Carreño, E., 2010. Impact of a 1755-like tsunami in Huelva, Spain. *Natural Hazards and Earth System Science* 10, 139–148, 2. doi: 10.5194/nhess-10-139-2010.
- Lipa, B., Barrick, D., Saitoh, S.-I., Ishikawa, Y., Awaji, T., Largier, J., Garfield, N., 2011. Japan Tsunami Current Flows Observed by HF Radars on Two Continents. *Remote Sensing* 3, 1663–1679. doi: 10.3390/rs3081663.
- Liu, P.L.F., Woo, S.B., Cho, Y.S., 1998. Computer Programs for Tsunami Propagation and Inundation. Informe técnico. Cornell University. 54 pp.
- Locat, J., Lee, H.J., 2002. Submarine landslides: advances and challenges. *Canadian Geotechnical Journal* 39, 193–212. doi: 10.1139/t01-089.
- Long, D., Smith, D.E., Dawson, A.G., 1989. A Holocene tsunami deposit in eastern Scotland. *Journal of Quaternary Science* 4, 61–66. doi: 10.1002/jqs.3390040107.
- Longva, O., Janbu, N., Blikra, L.H., Bøe, R., 2003. The 1996 Finneidfjord Slide; Seafloor Failure and Slide Dynamics. En: Locat, J., Mienert, J., Boisvert, L. (eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research* 19, 531–538. Springer International Publishing. doi: 10.1007/978-94-010-0093-2_58.
- López, A.M., Okal, E.A., 2006. A seismological reassessment of the source of the 1946 Aleutian “tsunami” earthquake. *Geophysical Journal International* 165, 835–849. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02899.x.
- López-Venegas, A.M., ten Brink, U.S., Geist, E.L., 2008. Submarine landslide as the source for the October 11, 1918 Mona Passage tsunami: Observations and modeling. *Marine Geology* 254, 35–46. doi: 10.1016/j.margeo.2008.05.001.
- Løvholt, F., Pedersen, G., Gisler, G., 2008. Oceanic propagation of a potential tsunami from the La Palma Island. *Journal of Geophysical Research* 113, C09026. doi: 10.1029/2007JC004603.
- Løvholt, F., Setiadi, N.J., Birkmann, J., Harbitz, C.B., Bach, C., Fernando, N., Kaiser, G., Nadim, F., 2014a. Tsunami risk reduction – are we better prepared today than in 2004? *International Journal of Disaster Risk Reduction* 10, 127–142. doi: 10.1016/j.ijdrr.2014.07.008.
- Løvholt, F., Harbitz, C., Vanneste, M., De Blasio, F., Urgeles, R., Iglesias, O., Canals, M., Lastras, G., Pedersen, G., Glimsdal, S., 2014b. Modeling Potential Tsunami Generation by the BIG'95 Landslide. En: Krastel, S., Behrmann, J.-H., Völker, D., Stipp, M., Berndt, C., Urgeles, R., Chaytor, J., Huhn, K., Strasser, M., Harbitz, C.B. (eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research* 37, 507–515. Springer International Publishing. doi: 10.1007/978-3-319-00972-8_45.
- Luis, J.F., 2007. Mirone: A multi-purpose tool for exploring grid data. *Computers & Geosciences* 33, 31–41. doi: 10.1016/j.cageo.2006.05.005.

- Lynett, P., Liu, P.L.F., 2002. A numerical study of submarine-landslide-generated waves and run-up. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 548, 2885–2910. The Royal Society Publishing. doi: 10.1098/rspa.2002.0973.
- Lynett, P.J., Borrero, J.C., Liu, P.L.-F., Synolakis, C.E., 2003. Field Survey and Numerical Simulations: A Review of the 1998 Papua New Guinea Tsunami. *Pure and Applied Geophysics* 160, 2119–2146. doi: 10.1007/s00024-003-2422-0.
- Macías, J., Vázquez, J.T., Fernández-Salas, L.M., González-Vida, J.M., Bárcenas, P., Castro, M.J., Díaz-del-Río, V., Alonso, B., 2015. The Al-Borani submarine landslide and associated tsunamis. A modelling approach. *Marine Geology* 361, 79–95. doi: 10.1016/j.margeo.2014.12.006.
- Mader, C.L., 2001. Modeling the La Palma landslide tsunami. *Science of Tsunami Hazards* 19, 150–170.
- Madsen, P.A., Fuhrman, D.R., Schäffer, H.A., 2008. On the solitary wave paradigm for tsunamis. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 113, C12. 10.1029/2008JC004932.
- Maeno, F., Imamura, F., 2011. Tsunami generation by a rapid entrance of pyroclastic flow into the sea during the 1883 Krakatau eruption, Indonesia. *Journal of Geophysical Research* 116, B09205. doi: 10.1029/2011JB008253.
- Maillard, A., Mauffret, A., Watts, A.B., Torné, M., Pascal, G., Buhl, P., Pinet, B., 1992. Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics* 203, 57–75. doi: 10.1016/0040-1951(92)90215-r.
- Maillard, A., Mauffret, A., 1993. Structure et volcanisme de la fosse de Valence (Méditerranée nord-occidentale). *Bulletin de la Société Géologique de France* 3, 365–838.
- Maillard, A., Mauffret, A., 1999. Crustal structure and riftogenesis of the Valencia Trough (north-western Mediterranean Sea). *Basin Research* 11, 357–379. doi: 10.1046/j.1365-2117.1999.00105.x.
- Maillard, A., Gorini, C., Mauffret, A., Sage, F., Lofi, J., Gaullier, V., 2006. Offshore evidence of polyphase erosion in the Valencia Basin (Northwestern Mediterranean): Scenario for the Messinian Salinity Crisis. *Sedimentary Geology* 188-189, 69–91. doi: 10.1016/j.sedgeo.2006.02.006.
- Maillard, A., Mauffret, A., 2013. Structure and present-day compression in the offshore area between Alicante and Ibiza Island (Eastern Iberian Margin). *Tectonophysics* 591, 116–130. doi: 10.1016/j.tecto.2011.07.007.
- Maldonado, A.L., Vázquez, A., Alonso, B., Díaz, J.I., Farrán, M., 1984. Cañones submarinos del margen Catalán meridional: morfología y evolución. *I Congreso Español de Geología* 1, 301–304.
- Martí, J., Mitjavila, J., Roca, E., Aparicio, A., 1992. Cenozoic magmatism of the valencia trough (western mediterranean): Relationship between structural evolution and volcanism. *Tectonophysics* 203, 145–165. doi: 10.1016/0040-1951(92)90221-q.
- Martins, I., Mendes-Victor, L.A., 1990. Contribuição para o Estudo da Sismicidade de Portugal Continental. *Universidade de Lisboa Instituto Geofísico do Infante D. Luís*, 25, 67 pp.
- Massel, S.R., 2012. Tsunami in coastal zone due to meteorite impact. *Coastal Engineering* 66, 40–49. doi: 10.1016/j.coastaleng.2012.03.013.

Masson, D.G., Harbitz, C.B., Wynn, R.B., Pedersen, G., Løvholt, F., 2006. Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences* 364, 2009–2039. doi: 10.1098/rsta.2006.1810.

Masson, D.G., Wynn, R.B., Talling, P.J., 2010. Large landslides on passive continental margins: processes, hypotheses and outstanding questions. En: Mosher, D.C., Shipp, R.C., Moscardelli, L., Chaytor, J.D., Baxter, C.D.P., Lee, H.J., Urgeles, R. (eds), *Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural Technological Hazards Research* 28, 153–165. Springer Dordrecht Heidelberg London New York. doi: 10.1007/978-90-481-3071-9_13.

Matsui, T., Imamura, F., Tajika, E., Nakano, Y., Fukisawa, Y., 2002. Generation and propagation of a tsunami from the Cretaceous-Tertiary impact event. En: Koeberl, C., MacLeod, K.G., (eds.), *Geological Society of America Special Papers* 356, 69–67. Boulder, Colorado.

Matsuyama, M., Walsh, J.P., Yeh, H., 1999. The effect of bathymetry on tsunami characteristics at Sisano Lagoon, Papua New Guinea. *Geophysical Research Letters* 26, 3513–3516. doi: 10.1029/1999GL005412.

McSaveney, M.J., Goff, J.R., Darby, D.J., Goldsmith, P., Barnett, A., Elliott, S., Nongkas, M., 2000. The 17 July 1998 tsunami, Papua New Guinea: Evidence and initial interpretation. *Marine Geology* 170, 81–92. doi: 10.1016/S0025-3227(00)00067-0.

Megawati, K., Shaw, F., Sieh, K., Huang, Z., Wu, T.-R., Lin, Y., Tan, S.K., Pan, T.-C., 2009. Tsunami hazard from the subduction megathrust of the South China Sea: Part I. Source characterization and the resulting tsunami. *Journal of Asian Earth Sciences* 36, 13–20. doi: 10.1016/j.jseaes.2008.11.012.

Mercado, A., McCann, W., 1998. Numerical simulation of the 1918 Puerto Rico tsunami. *Natural Hazards* 18, 57–76. doi: 10.1023/A:1008091910209.

Merrifield, M.A., Firing, Y.L., Aarup, T., Agricole, W., Brundrit, G., Chang Seng, D., Farre, R., Kilonsky, B., Knight, W., Kong, L., Magori, C., Manurung, P., McCreery, C., Mitchell, W., Pillay, S., Schindele, F., Shillington, F., Testut, L., Wijeratne, E.M.S., Caldwell, P., Jardin, J., Nakahara, S., Porter, F.Y., Turetsky, N., 2005. Tide gauge observations of the Indian Ocean tsunami, December 26, 2004. *Geophysical Research Letters* 32, L09603. doi: 10.1029/2005GL022610.

Mimura, N., Yasuhara, K., Kawagoe, S., Yokoki, H., Kazama, S., 2011. Damage from the Great East Japan Earthquake and Tsunami - A quick report. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change* 16, 803–818. doi: 10.1007/s11027-011-9297-7.

Mitchell, N.C., Hughes Clarke, J.E., 1994. Classification of seafloor geology using multibeam sonar data from the Scotian Shelf. *Marine Geology* 121, 143–160. doi: 10.1016/0025-3227(94)90027-2.

Mohrig, D., Whipple, K.X., Hondzo, M., Ellis, C., Parker, G., 1998. Hydroplaning of subaqueous debris flows. *Bulletin of the Geological Society of America* 110, 387–394. doi: 10.1130/0016-7606(1998)110<0387:HOSDF>2.3.CO.

Morel, J.L., Meghraoui, M., 1996. Goringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary. *Geology* 24, 755–758. doi: 10.1130/0091-7613(1996).

Mori, N., Takahashi, T., Yasuda, T., Yanagisawa, H., 2011. Survey of 2011 Tohoku earthquake tsunami inundation and run-up. *Geophysical Research Letters* 38, L00G14. doi: 10.1029/2011GL049210.

- Mulder, T., Cochonat, P., 1996. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research* 66, 43–57. doi: 10.1306/D42682AC-2B26-11D7-8648000102C1865D.
- Muñoz, A., Lastras, G., Ballesteros, M., Canals, M., Acosta, J., Uchupi, E., 2005. Sea floor morphology of the Ebro Shelf in the region of the Columbretes Islands, Western Mediterranean. *Geomorphology* 72, 1–18. doi: 10.1016/j.geomorph.2005.04.012.
- Murty, T.S., Loomis, H.G., 1980. A new objective tsunami magnitude scale. *Marine Geodesy* 4, 267–282. doi: 10.1080/15210608009379388.
- Nardin, T.R., Hein, F.J., Gorsline, D.S., Edwards, B.D., 1979. A review of mass movement processes sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 27, 61–73.
- Nelson, C.H., Maldonado, A., Coumes, F., Got, H., Manaco, A., 1983. The Ebro Deep-Sea Fan system. *Geo-Marine Letters* 3, 125–131. doi: 10.1007/BF02462457.
- Nelson, C.H., Maldonado, A., 1990. Factors controlling late Cenozoic continental margin growth from the Ebro Delta to the western Mediterranean deep sea. *Marine Geology* 95, 419–440. doi: 10.1016/0025-3227(90)90127-6.
- Nemtchinov, I. V., Loseva, T. V., Teterev, A. V., 1996. Impacts into oceans and seas. En: Rickman, H., Valtonen, M. (eds.), *Worlds in Interaction: Small Bodies and Planets of the Solar System*, 405–418. Springer, Dordrecht. doi: 10.1007/978-94-009-0209-1_51.
- NGDC/WDS (National Geophysical Data Center / World Data Service), 2015a. Global Historical Tsunami Database, National Geophysical Data Center, NOAA [Consultado: 2015]. URL: <https://www.ngdc.noaa.gov/nndc/struts/form?t=101650&s=70&d=7>. doi: 10.7289/V5PN93H7.
- NGDC/WDS (National Geophysical Data Center / World Data Service), 2015b. March 11, 2011 DART® Data [Consultado: 2015]. URL: https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/dart/2011honshu_dart.html.
- NGDC/WDS (National Geophysical Data Center / World Data Service), 2015c. February 27, 2010 DART® Data [Consultado: 2015]. URL: https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/dart/2010chile_dart.html.
- Nocquet, J.M., Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure and Applied Geophysics* 161, 661–681. doi: 10.1007/s00024-003-2468-z.
- Nomanbhoy, N., Satake, K., 1995. Generation mechanism of tsunamis from the 1883 Krakatau eruption. *Geophysical Research Letters* 22, 509–512. doi: 10.1029/94GL03219.
- Nott, J., 1997. Extremely high-energy wave deposits inside the Great Barrier Reef, Australia: determining the cause—tsunami or tropical cyclone. *Marine Geology* 141, 193–207. doi: 10.1016/S0025-3227(97)00063-7.
- Nott, J., 2003. Waves, coastal boulder deposits and the importance of the pre-transport setting. *Earth and Planetary Science Letters* 210, 269–276. doi: 10.1016/S0012-821X(03)00104-3.
- Okada, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 75, 1135–1154.

- Palanques, A., Maldonado, A., 1985. Sedimentología y evolución del Valle-Abanico de Valencia (Mediterráneo noroccidental). *Acta Geológica Hispánica* 20, 1–19.
- Panieri, G., Camerlenghi, A., Cacho, I., Cervera, C.S., Canals, M., Lafuerza, S., Herrera, G., 2012. Tracing seafloor methane emissions with benthic foraminifera: Results from the Ana submarine landslide (Eivissa Channel, Western Mediterranean Sea). *Marine Geology* 291-294, 97–112. doi: 10.1016/j.margeo.2011.11.005.
- Papadopoulos, G.A., Imamura, F., 2001. A proposal for a new tsunami intensity scale. *International Tsunami Symposium 2001 Proceedings*, 5-1, 569–577. Estados Unidos, Seattle.
- Papadopoulos, G.A., Kortekaas, S., 2003. Characteristics of Landslide Generated Tsunamis from Observational Data. En: Locat, J., Mienert, J., Boisvert, L. (eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research* 19, 367–374. Springer, Holanda, Dordrecht. doi: 10.1007/978-94-010-0093-2_40.
- Papadopoulos, G.A., Fokaefs, A., 2005. Strong tsunamis in the Mediterranean Sea: a re-evaluation. *ISET Journal of Earthquake Technology* 42, 159–170.
- Papanikolaou, I.D., Papanikolaou, D.I., Lekkas, E.L., 2009. Advances and limitations of the Environmental Seismic Intensity scale (ESI 2007) regarding near-field and far-field effects from recent earthquakes in Greece: implications for the seismic hazard assessment. *Geological Society, London, Special Publications* 316, 11–30. doi: 10.1144/SP316.2.
- Paris, R., Fournier, J., Poizot, E., Etienne, S., Morin, J., Lavigne, F., Wassmer, P., 2010. Boulder and fine sediment transport and deposition by the 2004 tsunami in Lhok Nga (western Banda Aceh, Sumatra, Indonesia): A coupled offshore – onshore model. *Marine Geology* 268, 43–54. doi: 10.1016/j.margeo.2009.10.011.
- Paris, R., Switzer, A.D., Belousova, M., Belousov, A., Ontowirjo, B., Whelley, P.L., Ulvrova, M., 2014. Volcanic tsunami: A review of source mechanisms, past events and hazards in Southeast Asia (Indonesia, Philippines, Papua New Guinea). *Natural Hazards* 70, 447–470. doi: 10.1007/s11069-013-0822-8.
- Pelinovsky, E., Poplavsky, A., 1996. Simplified model of tsunami generation by submarine landslides. *Physics and Chemistry of the Earth* 21, 13–17. doi: 10.1016/S0079-1946(97)00003-7.
- Perea, H., 2006. Falles actives i perillositat sísmica al marge nord-occidental del solc de València. Tesis de Doctorado. Universitat de Barcelona. 382 pp.
- Perea, H., Masana, E., Santanach, P., 2006. A pragmatic approach to seismic parameters in a region with low seismicity: the case of eastern Iberia. *Natural Hazards* 39, 451–477. doi: 10.1007/s11069-006-0013-y.
- Peregrine, D.H., 1966. Calculations of the development of an undular bore. *Journal of Fluid Mechanics* 25, 321–330. doi: 10.1017/S0022112066001678.
- Peregrine, D.H., 1967. Long waves on a beach. *Journal of fluid mechanics* 27, 815–827. doi: 10.1017/S0022112067002605.
- Pérez-Torrado, F.J., Paris, R., Cabrera, M.C., Schneider, J.-L., Wassmer, P., Carracedo, J.-C., Rodríguez-Santana, Á., Santana, F., 2006. Tsunami deposits related to flank collapse in oceanic volcanoes: The Agaete Valley evidence, Gran Canaria, Canary Islands. *Marine Geology* 227, 135–149. doi: 10.1016/j.margeo.2005.11.008.

- Pirmez, C., Beaubouef, R.T., Friedmann, S.J., Mohrig, D.C., 2000. Equilibrium profile and baselevel in submarine channels: examples from Late Pleistocene systems and implications for the architecture of deepwater reservoirs. En: Wimer, P., Slatt, R.M., Nelson, H., Bouma, A.H., Styzen, M.J., Lawrence, D.T., (eds.), 20th Annual Bob F. Perkins Research Conference, Deep-Water Reservoirs of the World. Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation. 64 pp.
- Planke, S., Eriksen, F.N., Berndt, C., Mienert, J., Masson, D.G., 2009. Spotlight on Technology: P-Cable high-resolution seismic. *Oceanography* 22, 85. doi: 10.5670/oceanog.2009.09.
- Platania, G., 1909. Il maremoto dello Stretto di Messina del 28 dicembre 1908. *Bolletino della Società sismologica Italiana* 13, 369–458.
- Puspito, N.T., 2002. Tsunami and earthquake activity in Indonesia. En: Rabinovich, A.B., Rapatz, W., (eds.), *Proceedings of the International Workshop on Local Tsunami Warning and Mitigation*, 138–145, Rusia, Petropavlovsk–Kamchatsky.
- Rahiman, T.I.H., Pettinga, J.R., Watts, P., 2007. The source mechanism and numerical modelling of the 1953 Suva tsunami, Fiji. *Marine Geology* 237, 55–70. doi: 10.1016/j.margeo.2006.10.036
- Riba, O., 1997. *Diccionari de Geologia*. Institut d'Estudis Catalans. 1407pp. doi: 10.2436/10.2000.03.1
- Roca, E., Desegaulx, P., 1992. Analysis of the geological evolution and vertical movements in the Valencia Trough area, western Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology* 9, 167–185. doi: 10.1016/0264-8172(92)90089-W.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics* 315, 209–233. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00289-9.
- Roger, J., Hébert, H., 2008. The 1856 Djijelli (Algeria) earthquake and tsunami: source parameters and implications for tsunami hazard in the Balearic Island. *Natural Hazards and Earth System Science* 8, 721–731. doi: 10.5194/nhess-8-721-2008.
- Rogers, G.C., 1988. An assessment of the megathrust earthquake potential of the Cascadia subduction zone. *Canadian Journal of Earth Sciences* 25, 844–852. doi: 10.1139/e88-083.
- Rothé, J.P., 1950. Les séismes de Kherrata (1949) et la sismicité de l'Algérie. *Annales de l'Institute de Physique du Globe, Université de Strasbourg* 6, 3–40.
- Rothwell, R.G., Thomson, J., Kähler, G., 1998. Low-sea-level emplacement of a very large Late Pleistocene “megaturbidite” in the western Mediterranean Sea. *Nature* 392, 377–380. doi: 10.1038/32871.
- Rothwell, R.G., Reeder, M.S., Anastakis, G., Stow, D.A. V, Thomson, J., Kähler, G., 2000. Low sea-level stand emplacement of megaturbidites in the western and eastern Mediterranean Sea. *Sedimentary Geology* 135, 75–88. doi: 10.1016/S0037-0738(00)00064-6.
- Sàbat, F., Roca, E., Muñoz, J.A., Vergés, J., Santanach, P., Sans, M., Masana, E., Estévez, A., Santisteban, C., 1997. Role of extension and compression in the evolution of the eastern margin of Iberia: the ESCI-Valencia Trough seismic profile. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 8, 431–448.

- Sahal, A., Roger, J., Allgeyer, S., Lemaire, B., Hébert, H., Schindelé, F., Lavigne, F., 2009. The tsunami triggered by the 21 May 2003 Boumerdès-Zemmouri (Algeria) earthquake: field investigations on the French Mediterranean coast and tsunami modelling. *Natural Hazards and Earth System Science* 9, 1823–1834. doi: 10.5194/nhess-9-1823-2009.
- Salaree, A., Okal, E.A., 2015. Field survey and modelling of the Caspian Sea tsunami of 1990 June 20. *Geophysical Journal International* 201, 621–639. doi: 10.1093/gji/ggv044.
- Satake, K., 1995. Linear and nonlinear computations of the 1992 Nicaragua earthquake tsunami. *Pure and Applied Geophysics* 144, 455–470. doi: 10.1007/BF00874378.
- Satake, K., 2001. Tsunami modeling from submarine landslides. *International Tsunami Symposium 2001 Proceedings*, 6-4, 665–674. Estados Unidos, Seattle.
- Savage, S.B., Hutter, K., 1989. The motion of a finite mass of granular material down a rough incline. *Journal of Fluid Mechanics* 199, 177–215. doi: 10.1017/S0022112089000340.
- Scheffers, A., Kelletat, D., 2003. Sedimentologic and geomorphologic tsunami imprints worldwide – a review. *Earth-Science Reviews* 63, 83–92. doi: 10.1016/S0012-8252(03)00018-7.
- Self, S., 1992. Krakatau revisited: The course of events and interpretation of the 1883 eruption. *GeoJournal* 28, 109–121. doi: 10.1007/BF00177223.
- Shanmugam, G., 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s–1990s): deep-water processes and facies models – a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology* 17, 285–342. doi: 10.1016/S0264-8172(99)00011-2.
- Shanmugam, G., 2006. The Tsunami Problem. *Journal of Sedimentary Research* 76, 718–730. doi: 10.2110/jsr.2006.073.
- Shen, M.C., Meyer, R.E., 1963. Climb of a bore on a beach, Part 3. Run-up. *Journal of Fluid Mechanics* 16, 113–125. doi: 10.1017/S0022112063000628.
- Shi, S., Dawson, A., Smith, D., 1995. Coastal Sedimentation Associated with the December 12th, 1992 Tsunami in Flores, Indonesia. *Pure and Applied Geophysics* 144, 525–536. doi: 10.1007/978-3-0348-7279-9.
- Shiki, T., Yamazaki, T., 1996. Tsunami-induced conglomerates in Miocene upper bathyal deposits, Chita Peninsula, central Japan. *Sedimentary Geology* 104, 175–188. doi: 10.1016/0037-0738(95)00127-1.
- Shiki, T., Cita, M.B., Gorsline, D.S., 2000. Sedimentary features of seismites, seismo-turbidites and tsunamiites—an introduction. *Sedimentary Geology* 135, VII–IX. doi: 10.1016/S0037-0738(00)00058-0.
- Shuto, N., 1993. Tsunami intensity and disasters. En: Tinti, S., (ed.), *Tsunamis in the World, Advances in Natural and Technological Hazards Research* 1, 197–216. Springer, Holanda, Dordrecht. doi: 10.1007/978-94-017-3620-6_15.
- Sieberg, A.H., 1927. *Geologische einföhrung in die geophysik für studierende der naturwissenschaften, des ingenieurwesens und des bergbaus, sowie zum selbststudium*. Fischer, J.G. (ed.). 374 pp.
- Sigurdsson, H., Carey, S., Mandeville, C., 1991. Submarine pyroclastic flows of the 1883 eruption of Krakatau volcano. *National Geographic Research & Exploration* 7, 310–327. doi: 10.1029/90E000286.

- Silva, A.J., Booth, J.S., 1984. Creep behavior of submarine sediments. *Geo-Marine Letters* 4, 215–219. doi: 10.1007/BF02281709.
- Smelror, M., Kelly, S.R.A., Dypvik, H., Mørk, A., Nagy, J., Tsikalas, F., 2001. Mjølñir (Barents Sea) meteorite impact ejecta offers a Volgian-Ryazanian boundary marker. *Newsletters on Stratigraphy* 38, 129–140.
- Smit, J., Roep, T.B., Alvarez, W., Montanari, A., Claeys, P., Grajales-Nishimura, J.M., Bermudez, J., 1996. Coarse-grained, clastic sandstone complex at the K/T boundary around the Gulf of Mexico: Deposition by tsunami waves induced by the Chicxulub impact? En: Ryder, G., Fastovsky, D., and Gartner, S., (eds.), *The Cretaceous-Tertiary Event and Other Catastrophes in Earth History: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 307*, 151–182. doi: 10.1130/0-8137-2307-8.151–182.
- Soloviev, S.L., 1970. Recurrence of tsunamis in the Pacific. En: Adams, W.M. (ed.), *Tsunamis in the Pacific Ocean* 149–163. University of Hawaii Press.
- Soloviev, S.L., Solovieva, O.N., Go, C.N., Kim, K.S., Shchetnikov, N.A., 2000. Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000 B.C.–2000 A.D. En: Bonnin, J., Levin, B.W., Tinti, S., Papadopoulos, A.G., (eds.), *Advances in natural and technological hazards research* 13, 238 pp. Springer, Holanda, Dordrecht. doi: 10.1007/978-94-015-9510-0.
- Stegmann, S., Sultan, N., Kopf, A., Apprioual, R., Pelleau, P., 2011. Hydrogeology and its effect on slope stability along the coastal aquifer of Nice, France. *Marine Geology* 280, 168–181. doi: 10.1016/j.margeo.2010.12.009.
- Stockwell, J.W., 1999. The CWP/SU: seismic Un*x package. *Computers & Geosciences* 25, 415–419. doi: 10.1016/S0098-3004(98)00145-9.
- Striem, H.L., Miloh, T., 1975. Tsunamis induced by submarine slumping off the coast of Israel. Israel Atomic Energy Commission Licensing Division, 198.
- Sultan, N., Savoye, B., Jouet, G., Leynaud, D., Cochonat, P., Henry, P., Stegmann, S., Kopf, A., 2010. Investigation of a possible submarine landslide at the Var delta front (Nice continental slope, southeast France). *Canadian Geotechnical Journal* 47, 486–496. doi: 10.1139/T09-105.
- Suppasri, A., Imamura, F., Koshimura, S., 2012. Tsunamigenic Ratio of the Pacific Ocean earthquakes and a proposal for a Tsunami Index. *Natural Hazards and Earth System Science* 12, 175–185. doi: 10.5194/nhess-12-175-2012.
- Sykes, L.R., 1971. Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps, and earthquake prediction for Alaska and the Aleutians. *Journal of Geophysical Research* 76, 8021–8041. doi: 10.1029/JB076i032p08021.
- Synolakis, C.E., 1987. The runup of solitary waves. *Journal of Fluid Mechanics* 185, 523–545. doi: 10.1017/S002211208700329X.
- Synolakis, C.E., Bardet, J.P., Borrero, J.C., Davies, H.L., Okal, E.A., Silver, E.A., Sweet, S., Tappin, D.R., 2002. The slump origin of the 1998 Papua New Guinea Tsunami. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 458, 763–789. The Royal Society. doi: 10.1098/rspa.2001.0915.
- Synolakis, C.E., Kong, L., 2006. Runup Measurements of the December 2004 Indian Ocean Tsunami. *Earthquake Spectra* 22, 67–91. doi: 10.1193/1.2218371.

- Tadepalli, S., Synolakis, C., 1996. Model for the Leading Waves of Tsunamis. *Physical Review Letters* 77, 2141. doi: 10.1103/PhysRevLett.77.2141.
- Takayama, H., Tada, R., Matsui, T., Iturralde-Vinent, M.A., Oji, T., Tajika, E., Kiyokawa, S., Garcia, D., Okada, H., Hasegawa, T., Toyoda, K., 2000. Origin of the Peñalver Formation in northwestern Cuba and its relation to K/T boundary impact event. *Sedimentary Geology* 135,295–320. doi: 10.1016/S0037-0738(00)00079-8.
- Takemura, M., Koyama, J., Suzuki, Z., 1977. Source process of the 1974 and 1975 Earthquakes in Kurile Islands in special relation to the difference in excitation of tsunamis. *Science reports of the Tohoku University, Ser. 5, Geophysics* 24, 113–132.
- Tanioka, Y., Satake, K., 1996. Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom. *Geophysical Research Letters* 23, 861–864. doi: 10.1029/96GL00736.
- Tappin, D.R., Matsumoto, T., Watts, P., Satake, K., McMurtry, G.M., Matsuyama, M., Lafoy, Y., Tsuji, Y., Kanamatsu, T., Lus, W., Iwabuchi, Y., Yeh, H., Matsumoto, Y., Nakamura, M., Mahoi, M., Hill, P., Crook, K., Anton, L., Walsh, J.P., 1999. Sediment slump likely caused 1998 Papua New Guinea Tsunami. *Eos, Transactions American geophysical Union* 80, 329–340. doi: 10.1029/99E000241.
- Tappin, D.R., Watts, P., McMurtry, G.M., Lafoy, Y., Matsumoto, T., 2001. The Sissano, Papua New Guinea tsunami of July 1998 – offshore evidence on the source mechanism. *Marine Geology* 175, 1–23. doi: 10.1016/S0025-3227(01)00131-1.
- Tappin, D.R., Grilli, S.T., Harris, J.C., Geller, R.J., Masterlark, T., Kirby, J.T., Shi, F., Ma, G., Thingbaijam, K.K.S., Mai, P.M., 2014. Did a submarine landslide contribute to the 2011 Tohoku tsunami? *Marine Geology* 357, 344–361. doi: 10.1016/j.margeo.2014.09.043.
- TEPCO (Compañía de energía eléctrica de Tokio), 2011. Comunicado de prensa sobre los resultados del seguimiento sobre los efectos del tsunami en las plantas nucleares de Fukushima nº1 y nº2 [Consultado: 2015]. URL: <http://www.tepco.co.jp/cc/press/11040904-j.html> (en japonés).
- Thomson, R.E., Rabinovich, A.B., Kulikov, E.A., Fine, I. V, Bornhold, B.D., 2001. On numerical simulation of the landslide-generated tsunami of November 3, 1994 in Skagway Harbor, Alaska. En: Hebenstreit, G.T. (ed.), *Tsunami Research at the End of a Critical Decade, Advances in Natural and Technological Hazards Research* 18, 243–282. Kluwer Academic Publishers. doi: 10.1007/978-94-017-3618-3.
- Tibaldi, A., 2001. Multiple sector collapses at Stromboli volcano, Italy: how they work. *Bulletin of Volcanology* 63, 112–125. doi: 10.1007/s004450100129.
- Tinti, S., Bortolucci, E., Romagnoli, C., 1999. Modeling a possible holocenic landslide-induced tsunami at Stromboli volcano, Italy. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere* 24, 423–429. doi: 10.1016/S1464-1909(99)00023-4.
- Tinti, S., Pagnoni, G., Zaniboni, F., Bortolucci, E., 2003. Tsunami generation in Stromboli island and impact on the south-east Tyrrhenian coasts. *Natural Hazards and Earth System Science* 3, 299–309. doi: 10.5194/nhess-3-299-2003.
- Tinti, S., Maramai, A., Graziani, L., 2004. The new catalogue of Italian Tsunamis. *Natural Hazards* 33, 439–465. doi: 10.1023/B:NHAZ.0000048469.51059.65.

- Tinti, S., Pagnoni, G., Zaniboni, F., 2006. The landslides and tsunamis of the 30th of December 2002 in Stromboli analysed through numerical simulations. *Bulletin of Volcanology* 68, 462–479. doi: 10.1007/s00445-005-0022-9.
- Tissier, M., Bonneton, P., Marche, F., Chazel, F., Lannes, D., 2011. Nearshore dynamics of tsunami-like undular bores using a fully nonlinear Boussinesq model. *Journal of Coastal Research* 64, 603-607.
- Titov, V.V., Synolakis, C.E., 1995. Modeling of breaking and nonbreaking long-wave evolution and runup using VTCS-2. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 121, 308-316. doi: 10.1061/(ASCE)0733-950X(1995)121:6(308).
- Titov, V.V., Gonzalez, F. I., 1997. Implementation and testing of the method of splitting tsunami (MOST) model. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Environmental Research Laboratories, Pacific Marine Environmental Laboratory. 11 pp.
- Titov, V.V., Synolakis, C.E., 1998. Numerical modeling of tidal wave runup. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering* 124, 157–171. doi: 10.1061/(ASCE)0733-950X(1998)124:4(157).
- Titov, V.V., González, F.I., Bernard, E.N., Eble, M.C., Mofjeld, H.O., Newman, J.C., Venturato, A.J., 2005. Real-time tsunami forecasting: Challenges and solutions. En: Bernard, E.N., (ed.), *Developing Tsunami-Resilient Communities: The National Tsunami Hazard Mitigation Program*, 41–58. Springer, Holanda, Dordrecht. doi: 10.1007/1-4020-3607-8_3.
- Titov, V.V., 2009. Tsunami forecasting. En: Bernard, E.N., Robinson, A.R., (eds.), *The sea* 15, 371–400. Harvard University Press.
- Tocher, D., Miller, D.J., 1959. Field observations on effects of Alaska earthquake of 10 July 1958. *Science* 129, 394–395. doi: 10.1126/science.129.3346.394.
- Trifunac, M.D., Todorovska, M.I., 2002. A note on differences in tsunami source parameters for submarine slides and earthquakes. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 22, 143–155. doi: 10.1016/S0267-7261(01)00057-4.
- Tsuji, Y., Yanuma, T., Murata, I., Fujiwara, C., 1991. Tsunami ascending in rivers as an undular bore. *Tsunami Hazard* 4, 257–266.
- Tubau, X., Lastras, G., Canals, M., Micallef, A., Amblàs, D., 2013. Significance of the fine drainage pattern for submarine canyon evolution: The Foix Canyon System, Northwestern Mediterranean Sea. *Geomorphology* 184, 20–37. doi: 10.1016/j.geomorph.2012.11.007.
- Urgeles, R., Leynaud, D., Lastras, G., Canals, M., Mienert, J., 2006. Back-analysis and failure mechanisms of a large submarine slide on the ebro slope, NW Mediterranean. *Marine Geology* 226, 185–206. doi: 10.1016/j.margeo.2005.10.004.
- Ursell, F., 1953. The long-wave paradox in the theory of gravity waves. *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society* 49, 685–694. doi: 10.1017/S0305004100028887.
- USGS (United States Geological Survey), 2015a. Earthquake Glossary [Consultado: 2015]. URL: <http://earthquake.usgs.gov/learn/glossary/>.
- USGS (United States Geological Survey), 2015b. Historical Earthquakes & Statistics [Consultado: 2015]. URL: <http://www.usgs.gov/faq/categories/9831/3342>.

- Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Morelli, A., Gasperini, P., Boschi, E., 2004. An atlas of mediterranean seismicity. *Annals of Geophysics* 47, 247–306. doi: 10.4401/ag-3276.
- Vansteenberghe, S., 2013. The Ibiza Slide (Balearic Islands, Mediterranean Sea): processes and evolution. Trabajo fin de grado. Universiteit Gent. 131 pp.
- Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. En: Schuster, R.L., Krizek, R.J., (eds.), *Landslides—Analysis and control*, National Academy of Sciences Transportation Research Board Special Report 176, 11–33.
- Vela, J., Pérez, B., González, M., Otero, L., Olabarrieta, M., Canals, M., Casamor, J.L., 2011. Tsunami resonance in the Palma de Majorca bay and harbour induced by the 2003 Boumerdes-Zemmouri Algerian earthquake (Western Mediterranean). *Coastal Engineering Proceedings* 32, 12 pp. doi: 10.9753/icce.v32.currents.7.
- Vich, M.D.M., Monserrat, S., 2009. Source spectrum for the Algerian tsunami of 21 May 2003 estimated from coastal tide gauge data. *Geophysical Research Letters* 36, 1–5. doi: 10.1029/2009GL039970.
- Wang, X., Liu, P.L., 2005. A numerical investigation of Boumerdes-Zemmouri (Algeria) earthquake and tsunami. *Computer Modeling in Engineering and Sciences* 10, 171–183. doi: 10.3970/cmesci.2005.010.171.
- Wang, X., Liu, P.L.-F., 2006. An analysis of 2004 Sumatra earthquake fault plane mechanisms and Indian Ocean tsunami. *Journal of Hydraulic Research* 44, 147–154. doi: 10.1080/00221686.2006.9521671.
- Ward, S.N., Asphaug, E., 2002. Impact tsunami—Eltanin. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 49, 1073–1079. doi: 10.1016/S0967-0645(01)00147-3.
- Ward, S.N., Day, S., 2001. Cumbre Vieja Volcano—Potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands. *Geophysical Research Letters* 28, 3397–3400. doi: 10.1029/2001GL013110.
- Watts, P., Grilli, S.T., Kirby, J.T., Fryer, G.J., Tappin, D.R., 2003. Landslide tsunami case studies using a Boussinesq model and a fully nonlinear tsunami generation model. *Natural Hazards and Earth System Science* 3, 391–402. doi: 10.5194/nhess-3-391-2003.
- Weiss, R., Wünnemann, K., Bahlburg, H., 2006. Numerical modelling of generation, propagation and run-up of tsunamis caused by oceanic impacts: model strategy and technical solutions. *Geophysical Journal International* 167, 77–88. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02889.x.
- Weiss, R., Krastel, S., Anasetti, A., Wünnemann, K., 2013. Constraining the characteristics of tsunami waves from deformable submarine slides. *Geophysical Journal International* 194, 316–321. doi: 10.1093/gji/ggt094.
- Whitham, B., 1958. On the propagation of weak shock waves through regions of non-uniform area or flow. *Journal of Fluid Mechanics* 4, 337–360. doi: 10.1017/S0022112058000495.
- Wiegel, R.L., 1955. Laboratory studies of gravity waves generated by the movement of a submerged body. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 36, 759–774. doi: 10.1029/TR036i005p00759.
- Wu, T.R., Chen, P.F., Tsai, W.T., Chen, G.Y., 2008. Numerical study on tsunamis excited by 2006 Pingtung earthquake doublet. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 19, 705–715. doi: 10.3319/TAO.2008.19.6.705(PT).

- Wynn, R.B., Masson, D.G., 2003. Canary Islands Landslides and Tsunami Generation: Can We Use Turbidite Deposits to Interpret Landslide Processes?. En: Locat, J., Mienert, J., Boisvert, L. (eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research* 19, 325–332. Springer, Holanda, Dordrech. doi: 10.1007/978-94-010-0093-2_36.
- Yalciner, A.C., Alpar, B., Altmok, Y., Özbay, I., Imamura, F., 2002. Tsunamis in the Sea of Marmara: Historical documents for the past, models for the future. *Marine Geology* 190, 445–463. doi: 10.1016/S0025-3227(02)00358-4.
- Yalciner, A.C., Pelinovsky, E., Zaytsev, A., Kurkin, A., Ozer, C., Karakus, H., 2006. NAMI DANCE Manual. Middle East Technical University, Civil Engineering Department, Ocean Engineering Research Center, Ankara, Turkey. URL: <http://namidance.ce.metu.edu.tr/pdf/NAMIDANCE-version-5-9-manual.pdf>
- Yalciner, A.C., Zaytsev, A., Aytore, B., Insel, I., Heidarzadeh, M., Kian, R., Imamura, F., 2014. A Possible Submarine Landslide and Associated Tsunami at the Northwest Nile Delta, Mediterranean Sea. *Oceanography* 27, 68–75. doi: 10.5670/oceanog.2014.41
- Yelles-Chaouche, A.K., Roger, J., Déverchère, J., Bracène, R., Domzig, A., Hébert, H., Kherroubi, A., 2009. The 1856 tsunami of Djidjelli (Eastern Algeria): Seismotectonics, modelling and hazard implications for the Algerian coast. *Pure and Applied Geophysics* 166, 283–300. doi: 10.1007/s00024-008-0433-6.
- Yokoyama, I., 1981. A geophysical interpretation of the 1883 Krakatau eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 9, 359–378. doi: 10.1016/0377-0273(81)90044-5.
- Yokoyama, I., 1987. A scenario of the 1883 Krakatau tsunami. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 34, 123–132. doi: 10.1016/0377-0273(87)90097-7.
- Zahibo, N., Pelinovsky, E., Talipova, T., Kozelkov, A., Kurkin, A., 2006. Analytical and numerical study of nonlinear effects at tsunami modeling. *Applied Mathematics and Computation* 174, 795–809. doi: 10.1016/j.amc.2005.05.014.
- Zaniboni, F., Pagnoni, G., Armigliato, A., Tinti, S., Iglesias, O., Canals, M., 2014. Numerical Simulation of the BIG'95 Debris Flow and of the Generated Tsunami. En: Krastel, S., Behrmann, J.H., Völker, D., Stipp, M., Berndt, C., Urgeles, R., Chaytor, J., Huhn, K., Strasser, M., Harbitz, C.B. (eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research* 37, 97–102. Springer International Publishing. doi: 10.1007/978-3-319-08660-6_19.
- Zitellini, N., Mendes, L.A., Cordoba, D., Danobeitia, J., Nicolich, R., Pellis, G., Ribeiro, A., Sartori, R., Torelli, L., Bartolome, R., Bortoluzzi, G., Calafato, A., Carrilho, F., Casoni, L., Chierici, E., Corela, C., Correggiari, A., Delia Vedova, B., Gracia, E., Jornet, P., Landuzzi, M., Ligi, M., Magagnoli, A., Marozzi, G., Matias, L., Penitenti, D., Rodriguez, P., Rovere, M., Terrinha, P., Vigliotti, L., Ruiz, A.Z., 2001. Source of 1755 Lisbon earthquake and tsunami investigated. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 82, 285–291. doi: 10.1029/E0082i026p00285-01.

ANEXOS



ANEXO 1. TRATAMIENTO DE LOS DATOS

En este anexo se muestran tres de los *scripts* creados para la preparación de los datos de entrada a los modelos. Estos scripts se incluyen en este apartado para ampliar la información sobre alguno de los puntos explicados en la metodología. Además, alguna parte de los códigos, como la generación de los cañones parametrizados, podría tener utilidad para otros usuarios.

Anexo 1.1. *Script* de *Matlab* para la generación de superficies de entrada para la modelización de los deslizamientos de Ibiza (cf. aptdo. 1.5.2.2 y Fig. 1.20):

```
%-----
% GENERACIÓN DE SUPERFICIES --> INPUTS landslide-HySEA
%-----

% Ejecutar para cada deslizamiento

% Generación de ficheros de entrada (base no erosionable y base no
% erosionable + capa granular para Landslide-HySEA.
% a partir de superficie pre-deslizamiento (de EV --> coherencia volumen)
% y de la batimetría real

clc
clear all
close all

slide='nunaslide';
workdir=['/mnt/DATA/DESLIZ_IBIZA/' slide];
cd(workdir)

set(0, 'DefaultFigureVisible', 'on')

real_bathy=dir('*_bat*');
paleo_bathy=dir('top_cohe_sign_vo*'); % superficie pre-deslizamiento generada en Earth Vision
polygon=dir('*_ply');
poly=load(polygon.name);
xpol=poly(:,1);
ypol=poly(:,2);

real_bathy=real_bathy.name;
paleo_bathy=paleo_bathy.name;

a=load(real_bathy);
dx=abs(a(1,1)-a(2,1));
npxa=abs((a(1,1)-a(end,1))/dx)+1;
npya=(numel(a(:,1)))/npxa;
x=reshape(a(:,1),npxa,npya);
y=reshape(a(:,2),npxa,npya);
fondoreal=reshape(a(:,3),npxa,npya);

a=load(paleo_bathy);
a=sortrows(a,2);
top=reshape(a(:,3),npxa,npya);
h2grid=top-fondoreal; % cálculo de espesor capa granular

% -----Igualar volumen en cicatriz y depósito -----
% aumentando/disminuyendo la profundidad en el depósito cuando sea necesario

Volum_header=abs(sum(sum(h2grid.*(h2grid>0)))*dx^2);
Volum_toe=abs(sum(sum(h2grid.*(h2grid<0)))*dx^2);
```

```

percent=0.01:0.000001:1;

for i=1:length(percent);
    newh2grid=h2grid;

    header=find(h2grid>0);
    deposit= find(h2grid<0);
    Volum_headerB=abs(sum(sum(newh2grid(header)))*dx^2);
    Volum_toeB=abs(sum(sum( newh2grid(deposit)))*dx^2);
    Voluresta=Volum_headerB-Volum_toeB;
    if Voluresta>0;
        newh2grid(header)=newh2grid(header)-newh2grid(header)*percent(i);
    else
        newh2grid(h2grid<0)=newh2grid(h2grid<0)-newh2grid(h2grid<0)*percent(i);
    end

    Volum_headerB=abs(sum(sum(newh2grid(header)))*dx^2);
    Volum_toeB=abs(sum(sum(newh2grid(deposit)))*dx^2);
    Voluresta=Volum_headerB-Volum_toeB;

    Volcontr=abs(Voluresta);
    if Volcontr < 100; % modificar hasta que la dif de volumen sea < 100 m³

        oldh2grid=h2grid;
        h2grid=newh2grid; nueva capa granular

        break
    end
end

% nueva superficie pre-deslizamiento
newtop=fondoreal+newh2grid;

% generación espesor capa granular
h2grid=newh2grid.*(newh2grid>0); % eliminar valores anómalos

% generación de la base no erosionable
Hgrid=newtop-h2grid;

% espesor columna de agua
h1grid=h2grid+Hgrid;

% generación de la superficie libre
eta0=Hgrid+h2grid-h1grid;

% transformación de superficies a formato Landslide-HySEA:
basenewcolumna=reshape(Hgrid,numel(Hgrid),1);
matrixnew=[a(:,1) a(:,2) basenewcolumna];
dlM_w_rite('basemodified',matrixnew,'delimiter','\t','precision','%10.4f');
topcolumna=reshape(newtop,numel(newtop),1);
matrix2=[a(:,1) a(:,2) topcolumna];
dlM_w_rite('paleobat.xyz',matrix2,'delimiter','\t','precision','%10.4f');

```

Anexo 1.2. *Script* de Matlab utilizado en el apartado 2.3 para generar la onda incidente, el margen con cañón (cf. aptdo. 1.5.2.3) y los ficheros necesarios para ejecutar COMCOT.

```
% -----
% GENERADOR ESCENARIO -- MARGEN CON CAÑÓN -----
% -----
% Este script genera todos los ficheros necesarios para reproducir
% los diferentes escenarios de margen continental + cañón + onda incidente
% para COMCOT:
% 1. genera el margen continental
% 2. genera la onda incidente
% 3. crea una carpeta con un nombre ID según los parámetros del cañón y de
% la onda incidente.
% 4. crea los ficheros de entrada al COMCOT y los introduce en la misma
% carpeta

clear all; close all;
dir1='/media/DATA/CANYON_EFFECTS/SCENARIOS';
cd(dir1);
addpath(dir1);

%-----SCENARIOS-----
for incision=2000:2000:160000; % incisión del cañón (m)
    for ac=6000:2000:20000; % ancho del cañón
        for alfaN=60:10:90; % orientación cañón respecto borde de plataforma
            for sign=[1 -1]; % signo de la primera onda
                for A=.5;% amplitud en m
                    for period=20; % 20:10:50 % en min
                        p=(period*60)/4;
                        b=(period*60)/2;
                        for angulo_inc=[60 75 90];

                            %----folder ID----
                            M_incision=incision/1000;
                            M_ac=ac/1000;
                            D_alfaN=round(alfaN/10);
                            A_cm=A*10;
                            D_period=period/10;
                            if sign==1;
                                dipolo='P';
                            else dipolo='N';
                            end
                            D_direction=round(angulo_inc/10);

                            Folder=strcat(num2str(M_incision,'%02d'),num2str(M_ac,'%02d'
                            '),..
                            num2str(D_alfaN,'%02d'),num2str(A_cm,'%02d'),num2str(D_peri
                            od,'%1d'),dipolo,num2str(D_direction,'%1d'));

                            mkdir(folder);
                            cd (folder);
                            addpath(pwd);

                            nx=500; % nodos X (E-W)
                            ny=1100; % nodos Y (N-S)
                            Wx=100000; % longitud X (m)
                            Wy=220000; % longitud Y (m)
                            cs=Wx/nx; % tamaño de celda
                            origenx=0;
                            origeny=0;
                            tini1=0;

```

```

tinter=150;
tfin=4500;
dT=.4;
emergedland=200;

% PARAMETROS MARGEN plataforma y cañón

pp=0.01; % pendiente de la plataforma
H=2000; % altura del talud
at=50000; % anchura talud

pac=0; % posicion desde la que empieza a adelgazar el
cañón en anchos de talud
pa=3.077683537; % punto de la arcotangente que sirve para
definir el extremo superior e inferior del talud. El
elegido corresponde a un 80% de la subida.
v=2; % verticalidad del cañón. Debe ser un numero entero y
par. Cuanto mayor el número mayor la verticalidad

%---Generador de batimetría

pc=(incision/at)+0.5; % posición del vértice del cañón en
anchos de talud
alfa=90-alfaN;% cambia a origen ejeX
alfar=alfa*pi/180;% cambia a radianes
a=tan(alfa*pi/180);
pct=pc/cos(alfar);
z=zeros(1101,501);
x=z;
y=z;
for i=1:ny+1
    for j=1:nx+1
        x(i,j)=(j-1.)/nx*Wx;
        y(i,j)=(i-1.)/ny*Wy;
        xn=((j-1.)/nx-1/2)/at*Wx; %Distancia respecto al
        centro en unidades de ancho de talud at

        yn=((i-1.)/ny-1/2)/at*Wy; %Distancia respecto al
        centro en unidades de ancho de talud at

        eos=H/pi*atan(1/2*2*pa)+pp*(((at/Wx+1)/2*nx+1)*1./n
        x-1)*Wx-H/2+emergedland;

        cont=xn*cos(alfar)+yn*sin(alfar);

        dr=abs(a*xn-yn)/sqrt(a*a+1); %Distancia a la recta
        que pasa por el centro de la malla con pendiente a
        (y=ax+b) en anchos de talud.
        dp=(H/pi*atan(xn*2*pa)-(2*H/pi*atan((cont-
        pct)*2*pa)+H/2));
        if dp<0;
            dp=0;
        end; %DeltaP Variacion en la profundidad en el
        cañón. %Es la diferencia entre dos atan, la del
        talud y la del cañón.

        if cont<pac
            z(i,j)=H/pi*atan(xn*2*pa)-
            dp*exp((dr*at/(ac/2/sqrt(log(5))))^v)+pp*(j*1./n
            x-1)*Wx-H/2+emergedland;

        elseif cont<pct

```

```

        z(i,j)=H/pi*atan(xn*2*pa)-dp*exp(-
        (dr*at/(ac/2/sqrt(log(5))*cos(((1-(pct-
        cont)/(pct-pac))*pi/2)^.5))^v)+pp*(j*1./nx-
        1)*Wx-H/2+emergedland;

    else
        z(i,j)=H/pi*atan(xn*2*pa)+pp*(j*1./nx-1)*Wx-
        H/2+emergedland;
    end
end
end
zfigur=figure('Visible','off');
pcolor(x,y,z)
shading flat
colorbar
axis('equal')
axis('tight')
xlabel('X Coordinates');
ylabel('Y Coordinates');
zlabel('Depth (m)');
title('Bathymetric scenario')
hold on
contour(x,y,z,[0 0],'w');
print(zfigur,'bathymetry.bmp','-dbmp');
close

zmatrix=[folder '_bat'];
save zmatrix z

%----batimetría a formato COMCOT(.xyz)

S=numel(x);
xbathy=reshape(x',1,S);
ybathy=reshape(y',1,S);
zbathy0=reshape(z',1,S);
zbathy=(-1).*zbathy0;% bati en comcot es positiva y topo
negativa
BAT=[xbathy;ybathy;zbathy];
fi2=fopen('layer01.xyz','wt');
fprintf(fi2,'%17.6f %17.6f %8.3f\n',BAT);
fclose(fi2);

%----batimetría a ascii arcgis (no para COMCOT)
nco=nx+1;
nro=ny+1;
fi1=fopen('bathy_raster.txt','wt');
fprintf(fi1,'%14s%14d\n','ncols',nco);
fprintf(fi1,'%14s%14d\n','nrows',nro);
fprintf(fi1,'%14s%14d\n','xllcorner',origenx);
fprintf(fi1,'%14s%14d\n','yllcorner',origeny);
fprintf(fi1,'%14s%14d\n','cellsize',cs);
fprintf(fi1,'%14s%14d\n','NODATA_value',-9999);
dlM_w_rite('bathy_raster.txt',z,'delimiter',' ','-
append','newline','pc')
fclose(fi1);

%----Generador onda incidente
time=0:.5:3600;
d0=1.26;%valor de t cuando d(height(t))/dt=0
height=exp(-((time-b).^2)/((p/d0)^2)).*sign.*atan((time-
b)/(p/d0));
MX=-0.374;
height=A*height/MX;

```


Anexo 1.3. *Script* de la *shell* de Linux para paralelizar los escenarios (c.f. Fig. 1.21) para que el COMCOT correspondiente a cada escenario se ejecute en un procesador diferente (en este caso una CPU con 8 procesadores). Dentro de este *script* se llama a otro *subscript* llamado *runcomcot_copymax.sh* que se muestra en el Anexo 1.4.

```
#!/bin/sh

# entro en un bucle for para todas las carpetas dentro de escenarios

for folder in `ls -ld /mnt/data/canyon_effects/escenarios/* | grep dr | awk '{print $9}'`;
do
    cd ${folder}

    #run sub_script:
    /mnt/data/shell_scripts/runcomcot_copymax.sh &

    #cuenta num de subscripts corriendo a la vez:
    num_comcot=$(ps aux | grep runcomcot_copymax | grep -v "grep" | wc -l)

    echo "ya he contado el número de comcots"
    echo $! ${num_comcot} `date +%y_%m_%d-%h:%m:%s` >> lista_procesos.txt
    echo "y ya lo he escrito en el archivo"

    while [ "${num_comcot}" -ge "8" ];
    do
        sleep 5
        num_comcot=$(ps aux | grep runcomcot_copymax | grep -v "grep" | wc -l)
    done

    echo "antes de salir de folder"
    cd ..

done

#para que envíe los zips a la carpeta de zips al acabar
while [ "${num_comcot}" -gt "0" ];
do
    sleep 5
    num_comcot=$(ps aux | grep runcomcot_copymax | grep -v "grep" | wc -l)
done
#hasta que no han acabado todos los comcots no cambia las carpetas de sitio
for file in `find . -iname '*.zip'`; do mv ${file}
/mnt/data/canyon_effects/scenarios_zip ; done
echo "acabó el scriptfather"
```

Anexo 1.4. El *subscript runcomcot_copymax.sh* ejecuta COMCOT en la carpeta correspondiente a cada escenario, copia los archivos de salida de las alturas máximas de onda en otra carpeta y comprime los archivos de salida en formato *zip*, ya que los datos de salida para cada escenario ocupan ~ 200 MB.

```
#!/bin/sh

pwd > path_subscript.txt
echo ${PWD} >> path_subscript.txt

#run comcot:

date +"%Y_%m_%d-%H:%M:%S" > runtime.txt
./comcotnp #< finput.txt

date +"%Y_%m_%d-%H:%M:%S" >> runtime.txt

#copiar max/min plots y batimetría con el nombre del idfolder en otra carpeta en la
carpeta parental:

cp -f zmax_layer01.dat /mnt/DATA/CANYON_EFFECTS/MAXIMA/${basename ${PWD}}_max.dat
cp -f zmin_layer01.dat /mnt/DATA/CANYON_EFFECTS/MINIMA/${basename ${PWD}}_min.dat

cp -f layer01.dat /mnt/DATA/CANYON_EFFECTS/MAXIMA/${basename ${PWD}}_z.dat
cp -f layer01.dat /mnt/DATA/CANYON_EFFECTS/MINIMA/${basename ${PWD}}_z.dat

# zip folder (y eliminar los datos no zippeados) en un zipfile en la carpeta
zip -rm ${basename ${PWD}}.zip *
echo "acabó el subscript"
```

ANEXO 2. LISTADO DE ACRÓNIMOS Y ABREVIATURAS

a.e.c.: Antes de la era común.	GPS: Global Positioning System.
ANSS: Advanced National Seismic System.	GPU: Graphics Processing Unit.
ASCE: American Society of Civil Engineers.	IEO: Instituto Español de Oceanografía.
ASCII: American Standard Code for Information Interchange.	IOC: Intergovernmental Oceanographic Commission.
ASTARTE: Assessment, Strategy And Risk Reduction for Tsunamis in Europe (proyecto de investigación).	IOTWC: Indian Ocean Tsunami Warning Center.
CCH: City and County of Honolulu Building Code.	ka: Miles de años.
COMCOT: Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Mode.	Ma: Millones de años.
CUDA: Compute Unified Device Architecture.	MDT: Modelo Digital del Terreno.
CWP/CSM: Center for Wave Phenomena/Colorado School of Mines.	M: Magnitud sísmica (sin especificar).
CPU: Central Processing Unit.	M_w : Magnitud de momento sísmico.
CTWP: Caribbean Tsunami Warning Program.	M_s : Magnitud superficial.
DART: Deep-Ocean Assessment and Reporting of Tsunamis.	NEAM: North Eastern Atlantic, Mediterranean and connected seas.
Ec.: Ecuación.	NEAMTWS: Tsunami Early Warning and Mitigation System in the North-eastern Atlantic, the Mediterranean and connected Seas.
e.c.: Era común.	NERC: Natural Environment Research Council.
EDANYA: Ecuaciones Diferenciales, Análisis Numérico y Aplicaciones.	NGDC/WDS: National Geophysical Data Center / World Data Service.
ESRI: Environmental Systems Research Institute.	NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration.
FEMA: Federal Emergency Management Agency.	NOCS: National Oceanography Centre Southampton.
GRCGM: Grup de Recerca Consolidat en Geociències Marines.	NSWE: Nonlinear Shallow Water Equations.
	PTHA: Probabilistic Tsunami Hazard Assessment.

PTWC: Pacific Tsunami Warning Center.

SBTHA: Scenario-Based Tsunami Hazard Assessment.

ssh: Secure Shell.

SWE: Shallow Water Equations.

TEPCO: Tokyo Electric Power Company.

TLESC: Tsunami Loads and Effects Subcommittee.

TOPAS: Topographic Parametric Source.

TRANSFER: Tsunami Risk AND Strategies For the European Region (proyecto de investigación).

UB: Universitat de Barcelona.

UNESCO: United Nations Educational, Scientific y Cultural Organization.

USGS: United States Geological Survey.

UTM: Universal Transverse Mercator.

ANEXO 3. MATERIAL COMPLEMENTARIO (CD)

Vídeo 2.1. Simulación de los cuatro deslizamientos del canal de Ibiza durante el movimiento, y la generación y propagación del tsunami subsiguiente, durante 2500 s. El panel superior muestra la propagación del tsunami. El panel inferior es una vista 3D de la deformación del lecho marino durante los deslizamientos. Los dos paneles están sincronizados.

Vídeo 2.2. Simulación numérica de la generación y propagación del tsunami generado por el deslizamiento BIG'95 durante 9000 s. El panel de la izquierda se centra en el mar Catalano-Balear, mientras que los paneles de la derecha son una ampliación del primero (correspondientes a las zonas 2 y 3 en aptdo. 2.1) que abarcan: el panel superior, el suroeste de la isla de Mallorca incluyendo la plataforma continental; y el panel inferior, la bahía de Palma.

Vídeo 2.3. Propagación de una onda simplificada de tsunami de amplitud 0,5 m, periodo 20 min y de signo positivo (la cresta se aproxima a la costa seguida del surco) a través de un margen continental sintético sin cañón (panel de la izquierda) e incidido por un cañón perpendicular a la costa, encajado 16 km en la plataforma, y de 20 km de anchura.

