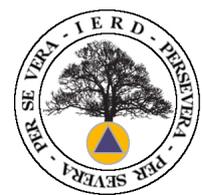


El riesgo de maremotos en la Península Ibérica a la luz de la catástrofe del 1 de noviembre de 1755

Jornadas técnicas, 30 y 31 octubre 2015



IERD

Instituto **E**spañol para la
Reducción de los **D**esastres



**EL RIESGO DE MAREMOTOS EN LA
PENÍNSULA IBÉRICA A LA LUZ DE LA CATÁSTROFE DEL
1 DE NOVIEMBRE DE 1755**

IERD Instituto Español para la Reducción de los Desastres

Edición en formato electrónico:

© Instituto Español para la Reducción de los Desastres, 2016

Maquetación y portada: José Antonio Aparicio Florido
Editado en España

Los derechos de los artículos publicados en este libro corresponden a sus respectivos autores. Cualquier forma de reproducción, distribución, comunicación pública o transformación de esta obra solo puede ser realizada con la autorización de sus titulares, salvo excepción prevista por la ley. El IERD se exime de toda responsabilidad sobre la originalidad de los contenidos y la titularidad de las figuras entregadas por los autores para su publicación.

Índice

	Pág.
Presentación	i-ii
El impacto del terremoto de 1755 en Portugal y España: efectos del maremoto de 1755 en las costas de Cádiz y Huelva. <i>José Manuel Martínez Solares</i>	1-10
La reacción de los ciudadanos de Cádiz durante el maremoto del 1 de noviembre de 1755. <i>José Antonio Aparicio Florido</i>	11-18
Registros de paleotsunamis en el litoral atlántico de la provincia de Cádiz: antecedentes del maremoto de 1755. <i>Francisco Javier Gracia Prieto</i>	19-27
Registros de paleotsunamis en las costas del litoral atlántico de la provincia de Huelva: antecedentes del maremoto de 1755. <i>Joaquín Rodríguez Vidal</i>	29-35
¿Qué es un tsunami?: importancia de la educación ciudadana. <i>Gregorio Gómez Pina</i>	37-46
Desarrollo de metodologías para el cálculo del riesgo por tsunami y aplicación para el caso de Cádiz. <i>Mauricio González Rodríguez</i>	47-53
Peligrosidad sísmica y tsunamigénica de la región Azores-Túnez. <i>Vicenta María Elisa Buforn Peiró</i>	55-61
La Red Sísmica Nacional: Sistema Nacional de Alertas de Tsunamis. <i>Emilio Carreño Herrero</i>	63-68
Detección Marina de Maremotos: situación actual y contribución a la Red Nacional de Alerta de Tsunamis. <i>Begoña Pérez Gómez</i>	69-78
Sistema de Alerta Sísmica Temprana ALERTES-SC3 desarrollado en el ROA. <i>Antonio Pazos García</i>	79-85
Procesos generadores de maremotos en la región del Golfo de Cádiz. <i>Juan Tomás Vázquez Garrido</i>	87-98
Simulación del tsunami de 1755 y su impacto en las costas españolas del Golfo de Cádiz. <i>Jorge Macías Sánchez</i>	99-109
Tendencias actuales en GRRD (Gestión de Reducción de Riesgos de Desastres) y resiliencia: posibilidades y ejemplos de aplicación del «Manual para líderes de los gobiernos locales» de la EIRD en municipios con riesgo de tsunamis en España. <i>Marga Zango Pascual</i>	111-131
RPAS ante maremotos: aplicaciones en seguridad y supervivencia e intervención en emergencias y grandes catástrofes. <i>José Domínguez León</i>	133-142

Presentación

El 1 de noviembre de 1755 se registró el mayor maremoto que ha conocido Europa a lo largo de su edad moderna y contemporánea, precedido minutos antes por un violento terremoto cuyas consecuencias hicieron tambalear las creencias religiosas y el pensamiento filosófico de una generación de intelectuales que intentaba afrontar la vida desde el más puro Optimismo. Sin embargo, decenas de miles de cadáveres sepultados y calcinados entre las ruinas de Lisboa, miles de pueblos y ciudades atemorizadas o arrasadas y cientos de kilómetros de costas sumergidas bajo las aguas del mar no podían ser el reflejo del «mejor de los mundos posibles» que en opinión del filósofo alemán G.W. Leibniz le había sido regalado a la humanidad.

Muchos fueron los tratados y reflexiones que intentaron explicar este desastre natural dentro de los límites del conocimiento, pero es el avance de la ciencia actual el que está logrando desentrañar la génesis, el mecanismo de propagación y las huellas geológicas y arqueológicas que han quedado marcadas en el litoral en forma de depósitos sedimentarios y yacimientos. En este sentido, los inicios del s. XXI están siendo especialmente prolíficos no solo para comprender la verdadera dimensión de esta catástrofe pasada sino sobre todo para anticiparnos a los terribles efectos de un maremoto futuro de similares características. Porque de lo que no cabe duda a estas alturas es de que el maremoto de 1755 se volverá a repetir con toda seguridad, en algún momento y con la misma intensidad, aunque no sepamos ni el día ni la hora. Y es por esta razón que ese día puede ser hoy y ahora.

Es posible que una afirmación de esta índole pueda causar sorpresa o incluso infundir un cierto nivel de alarma entre la población, pero esta consecuencia siempre será un mal menor en comparación con tener que lamentar la pérdida de vidas humanas por falta de información y preparación para la supervivencia. De ahí que la Asamblea General de las Naciones Unidas, en su reunión de 22 de diciembre de 2015, designara el 5 de noviembre de cada año como Día Mundial de Concienciación sobre los Tsunamis, amparando con ello las acciones que cualquier organización pública o privada desarrolle para la consecución de este objetivo. Así pues, quienes se escudan en el alarmismo para justificar su pasividad e inmovilismo contravienen a un mismo tiempo lo dispuesto en esta resolución fundamental de la ONU.

Debemos entender que los terremotos y los maremotos son fenómenos naturales y, como tales, obedecen a una recurrencia cíclica, es decir, se repiten una y otra vez a un determinado ritmo cuya cadencia no siempre conocemos. Lo vienen haciendo desde los orígenes de la Tierra y es el ser humano el que con su presencia o su actitud ha convertido y seguirá convirtiendo estos fenómenos naturales en catástrofes. La ocupación del dominio marítimo-terrestre, la construcción de edificaciones e infraestructuras vulnerables, la carencia de planes de autoprotección y la inexistencia o falta de mantenimiento de los sistemas de alerta son los factores determinantes que convierten el peligro en riesgo. Transformar esta actitud negligente en una actitud consecuente es lo que diferencia a las sociedades resilientes de las que no lo son.

El éxito consistirá en salvaguardar la vida humana en las situaciones en las que el riesgo es inevitable, siendo los bienes materiales un problema secundario y reparable. En esta misión de sobrevivir a un desastre, la labor de las personas que se encuentran presentes en la zona de impacto es primordial, ya que serán los primeros que tendrán que tomar decisiones sobre cómo actuar para ponerse a salvo y cómo organizarse en comunidad para ofrecer la respuesta adecuada. Además, en el supuesto de que se repitiese un terremoto como el de 1755, la catástrofe afectaría a una zona geográfica muy extensa, con lo que los recursos asistenciales serán limitados y repartidos por todo el área macrosísmica. Estaríamos hablando de un efecto en cascada y de una catástrofe pan-europea que nos llevaría a depender en gran medida del éxito de la autoprotección. Por tanto, ante los riesgos sobrevenidos no podemos obrar por puro instinto sino de una manera reflexiva y aprendida.

En este proceso de aprendizaje continuo es donde se enmarca la celebración de las jornadas técnicas «El riesgo de maremotos en la Península Ibérica a la luz de la catástrofe del 1 de noviembre de 1755», organizadas por el Instituto Español para la Reducción de los Desastres (IERD) y el Campus de Excelencia Internacional del Mar (CEIMAR). Estas jornadas, celebradas el 29 y 30 de octubre de 2015 en el Aula Magna de la Facultad de Filosofía y Letras de Cádiz, contaron con la participación de reconocidos expertos españoles de un amplio espectro multidisciplinar, cuyas enseñanzas han quedado fielmente reflejadas en este libro. Nuestra esperanza es que esta publicación, que tanto esfuerzo y dedicación ha requerido, sirva como punto de inflexión a quienes se resisten a hablar con normalidad sobre el riesgo de maremotos y como contribución a la sociedad para la reducción de los desastres.

José Antonio Aparicio Florido

Presidente del Instituto Español para
la Reducción de los Desastres

El impacto del terremoto de 1755 en Portugal y España: efectos del maremoto de 1755 en las costas de Cádiz y Huelva

José Manuel Martínez Solares

*Doctor en Ciencias Físicas
Instituto Geográfico Nacional*

Resumen

El terremoto de 1755 del 1 de noviembre ha sido denominado de Lisboa por ser la principal ciudad que sufrió sus múltiples efectos: terremoto, maremoto e incendio. No obstante, el área afectada fue muy extensa, podría estimarse en una decena de millones de kilómetros cuadrados. El movimiento del suelo provocó muchos daños en amplias zonas de España y Portugal, generando costes económicos importantes que sufrieron ambos países durante años. El terremoto, con epicentro marino, generó también una muy notable alteración del mar cuyas olas arrasaron las costas atlánticas de la Península, en particular las provincias de Huelva y Cádiz. Por otro lado, como sucede con terremotos de esta gran magnitud (8,5^o Mw), se produjeron también la mayoría de los efectos hidrogeológicos que pueden suceder en la naturaleza, desde grietas en el terreno hasta licuefacción.

Palabras clave: maremoto, terremoto, 1755, daños, víctimas, efectos geológicos.

1. Introducción.

El terremoto del sábado 1 de noviembre de 1755, día de Todos los Santos, ocurrido a la hora de la misa mayor, causó un enorme impacto en España, ya que produjo un par de miles de víctimas y pérdidas materiales importantes. Los daños económicos, aunque en menor medida que en Portugal, fueron cuantiosos y varios años después del acontecimiento todavía se estaban presupuestando y ejecutando obras en distintas casas y edificios públicos, como prueba una Real Orden de Carlos III de 1771 que ordenaba la construcción en la villa de Rota (Cádiz) de un malecón y un muelle nuevos destruidos a consecuencia del terremoto. Incluso tuvo una influencia directa en la economía del país pues, por ejemplo, los gastos que ocasionó repercutieron en un aumento de los arrendamientos de las viviendas que tenía el Cabildo de Sevilla.

Muchos de los fenómenos advertidos durante este terremoto suceden cuando la magnitud es muy alta. En la Península Ibérica sismos de estas características son muy poco frecuentes y algunos de sus efectos no se han vuelto a repetir, lo que aumenta notablemente el interés

por analizar y conocer su comportamiento y evaluar de forma precisa sus consecuencias. Tal es el caso de uno de los hechos más significativos y conocidos asociados al movimiento sísmico como fue la gran agitación del mar que produjo olas gigantescas que al llegar arrasaron las costas atlánticas de la península y norte de África. En España ocasionó más muertes que el mismo terremoto y, dado el actual desarrollo industrial y turístico de nuestras costas, si se repitiese el maremoto (equivalente a la palabra japonesa *tsunami*) tendría un elevado coste en pérdidas económicas y humanas.

Desde el punto de vista del riesgo sísmico, el terremoto de 1755 tiene también una gran incidencia en España como pone de manifiesto el análisis de los daños que se produjeron en las edificaciones y la valoración de sus pérdidas, o los estudios sobre la distribución de la intensidad sísmica con la distancia, cuyos resultados son determinantes en el cálculo de la peligrosidad sísmica y llegan a definir una zona considerable del mapa de base de la normativa sismorresistente española.

Otros aspectos característicos del terremoto apreciados en España fueron la excesiva duración que tuvo su movimiento, la larga serie de réplicas que le siguió durante algunos años, la observación a través de toda la península de numerosos efectos hidrogeológicos o la percepción de sucesos extraños difíciles de interpretar. Todo esto permite definirle como uno de los terremotos más extraordinarios que han sucedido en época reciente, por supuesto en España, pero quizá también a nivel mundial, pues aunque se ha exagerado en algunos estudios, el área de perceptibilidad en la que fue sentido el terremoto podría ascender a los 10 millones de kilómetros cuadrados y sus efectos directos, sin tener en cuenta el maremoto, se llegaron a observar a casi 4.000 km de distancia.

2. Las fuentes de información.

Sobre este terremoto existen en España numerosas fuentes de información, la mayor parte son los informes manuscritos que se conservan en los distintos archivos, bibliotecas, iglesias, etc., así como las publicaciones de todo tipo aparecidas como consecuencia del desastre sísmico. Sobresale como fuente más importante de datos la que coleccionó el Archivo Histórico Nacional como consecuencia de la encuesta que el rey de España Fernando VI ordenó llevar a cabo, una semana después de ocurrido el suceso, al Gobernador del Supremo Consejo de Castilla, solicitando información sobre lo acaecido en las ciudades y pueblos más significativos a causa del terremoto. Para llevar a cabo esta encuesta, las autoridades confeccionaron un cuestionario que contenía las siguientes preguntas:

1. ¿Se sintió el terremoto?
2. ¿A qué hora?
3. ¿Qué tiempo duró?
4. ¿Qué movimientos se observaron en los suelos, paredes, edificios, fuentes y ríos?
5. ¿Qué ruinas o perjuicios se han ocasionado en las fábricas?
6. ¿Han resultado muertas o heridas en personas y animales?
7. ¿Ocurrió otra cosa notable?
8. Antes de él ¿hubo señales que lo anunciaran?

Aunque no se pregunta por los daños que ocasionó el maremoto, en muchas contestaciones de localidades costeras se incluyen referencias sobre este fenómeno. Un resumen del conjunto de respuestas recibidas fue preparado para el rey por la Real Academia de la Historia en 1756.

Si bien estos documentos del Archivo Histórico Nacional (AHN) son los que aportan más del 90% de la información en España, existe otra documentación recopilada en archivos locales que complementa la anterior. También se generaron numerosos escritos y publicaciones de muy distinto tipo como cartas, poemas, sermones y otras de carácter filosófico y científico, entre cuyos autores podemos citar a pensadores españoles contemporáneos como Ortiz Gallardo de Villarreal o Feijoo. En total se dispone de información procedente de 1.273 pueblos en toda España, aunque ha de señalarse que estos no tienen una distribución geográfica uniforme, existiendo zonas con muy pocos puntos de información (p. ej. una sola localidad en Asturias) frente a otras con una densidad seguramente excesiva (123 pueblos en la provincia de Segovia).

Respecto a la información recogida en Portugal, el Marqués de Pombal ordenó, de forma similar a España, una encuesta sobre las consecuencias del terremoto en cada una de las parroquias portuguesas. El cuestionario, que contenía hasta 13 preguntas, era más explícito que el español, con cuestiones relativas a la dirección del movimiento, los efectos en las costas o el incendio posterior.

3. Parámetros del terremoto.

Con la información aportada por todos los documentos disponibles se han podido deducir muchas de las características y parámetros sísmicos del terremoto como son el epicentro, la hora origen, la magnitud estimada, las réplicas o la duración del terremoto (Martínez Solares y López Arroyo, 2004).

La localización del epicentro es un aspecto muy interesante desde el punto de vista de la sismotectónica de la Península Ibérica. Su ubicación, al no existir instrumentación, se basa en la distribución de los efectos causados en los diferentes lugares de la Península. Por tan-

to, según iban aumentando el conocimiento de estos daños a lo largo de los años, su localización ha ido variando desde las iniciales coordenadas próximas a Lisboa hasta posiciones situadas al oeste del Cabo de San Vicente, más acordes con la denominada falla Azores-Gibraltar.

La segunda pregunta incluida en el cuestionario encargado por el Rey de España se refería a la hora en que se había percibido el movimiento sísmico. La variedad de horas que indican los textos es grande, entre 9 y 11 de la mañana, referidas a tiempo local. No obstante, la hora aportada en Cádiz, ciudad donde se había instalado en 1753 el primer Observatorio Astronómico existente en España, ha permitido concretar las 9 horas 52 minutos como hora local en que fue sentido el terremoto en esa ciudad y teniendo en cuenta su longitud geográfica y su distancia epicentral, se pudo deducir un tiempo origen en el foco sísmico de 10 horas y 16 minutos (GMT). Este valor está completamente de acuerdo con la hora local de 9h 40m con que fue sentido el terremoto en Lisboa.

Como se ha señalado anteriormente, una de las características más sorprendentes del terremoto fue su gran duración, lo que indujo a incluir en la encuesta real la pregunta sobre el tiempo que había durado la vibración. Aproximadamente, la mitad de los encuestados aporta este dato con una gran dispersión en las contestaciones, variando desde el medio minuto en Vilanova de la Muga (Gerona) a la media hora en Niebla (Huelva), Fuentelcésped (Burgos) o Alhóndiga (Guadalajara). Mas parece que la mayoría de los informes tienden a la exageración, con una tendencia clara hacia los 7 y 8 minutos, justamente la mitad de un cuarto de hora. Relatos similares a como citan la duración en Lisboa, aparecen también en algunos documentos españoles. En general, se puede reconocer una gran coincidencia entre los textos consultados lo que ha permitido diferenciar tres intervalos violentos separados por dos pausas. La secuencia sísmica de cómo fue observado el terremoto en España se podría establecer, a grandes líneas, de la siguiente forma: una primera fase poco violenta de una duración entre 1 ó 2 minutos, seguida de una corta pausa inferior a 1 minuto y continuando con un movimiento muy violento du-

rante un intervalo de 2 ó 3 minutos, para después de otra pequeña pausa iniciarse otro periodo de unos 3 ó 4 minutos, de menor violencia y amortiguándose hasta desaparecer. Esta secuencia, dada su larga duración, implicaría que el terremoto tuviese carácter múltiple.

Las áreas de la península donde fue sentido con mayor intensidad se circunscriben al suroeste, tanto de Portugal como de España (fig 1). En Portugal se alcanzó un máximo grado X de intensidad, mientras que en España fue de grado VIII (provincias de Huelva, Cádiz o Sevilla) con una cierta tendencia a incluir la cuenca del río Guadalquivir. Por contra, las de menor valor se ciñen al cuadrante nororiental de la península, aunque también se observan puntos aislados hacia el interior. Por lo que respecta a las islas Baleares y Canarias, sabemos que en Mallorca fue sentido el terremoto pero no se dispone de información más detallada y en cuanto a las Islas Canarias, aparte de las referencias sobre el movimiento del mar, parece que pasó bastante inadvertido.

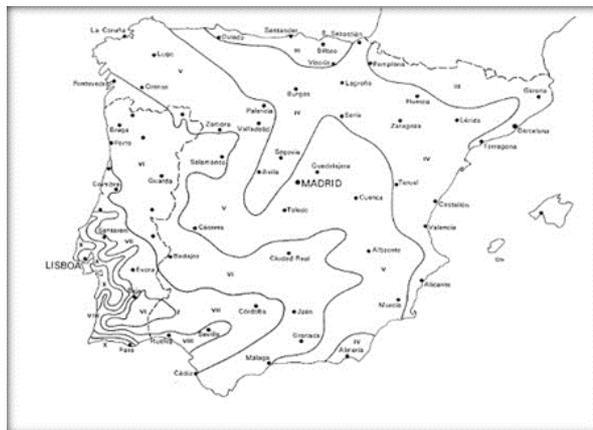


Fig. 1. Mapa de isosistas del terremoto de 1755 en Portugal y España peninsular.

La magnitud del terremoto, al ser obtenida de forma indirecta mediante estimaciones, ha variado en función del autor y del método empleado. A partir de los datos de intensidad sísmica referidos anteriormente sólo para España, se ha obtenido una magnitud momento M_w de 8,5°. Como curiosidad se puede señalar que este terremoto liberó 130.000 veces más energía que el terremoto de Lorca de 2011.

Se trata pues de un terremoto de gran magnitud, por lo que generó numerosas réplicas que continuaron a lo largo de varios años. En los documentos consultados se cita que la tierra tembló 250 veces en los primeros seis meses después del terremoto principal y que durante el año 1756 se estuvo repitiendo más de 600 veces.

4. Víctimas del terremoto.

En la capital portuguesa una de las víctimas acaecidas a consecuencia del terremoto fue el embajador de España en Portugal D. Bernardo de Rocaberti, Conde de Perelada, sobre el que se derrumbó la fachada de la embajada al intentar huir, pereciendo también nueve criados y salvándose un hijo de corta edad. De todas las víctimas causadas directamente por el movimiento de tierra, la gran mayoría fueron motivadas por el colapso de los edificios sepultando a la gente, o también por el desprendimiento de elementos constructivos o decorativos (tabla 1). A este respecto llama la atención el pueblo de Coria (Cáceres) donde la caída del último cuerpo de la torre de la Catedral fue la que originó un número de muertos tan elevado. El miedo también causó algunas víctimas, bien sea por producir un paro cardíaco o bien por provocar atropellos a causa de la huida precipitada de la gente; esta última fue la causa de la muerte de personas en Liendo (Cantabria), Avión (Orense) o Burgo de Osma (Soria), situados a bastante distancia del epicentro.

Respecto a Portugal, se ha exagerado mucho el número de muertos, variando desde 30.000 hasta 70.000 dependiendo del autor. Moreira de Mendonça en su *Historia Universal dos Terremotos* (1758) ya establecía la imposibilidad de conocer de forma fiable el número de personas que murieron en la ciudad de Lisboa, bien a causa del terremoto, del incendio o del movimiento del mar, e indicaba que según las distintas fuentes que se considerasen, se podía llegar desde la mitad de la población hasta la décima parte de los habitantes. Este autor, que fue contemporáneo con los hechos, realiza una estimación más realista y evalúa en 5.000 las personas fallecidas por alguno de los tres motivos (parece que solamente 900 de ellas fueron a causa del maremoto), si bien incluye otros 5.000 muertos más entre los muchos he-

ridos que hubo. No es fácil determinar la cifra para todo Portugal pero analizando los datos que aporta el mismo Moreira de Mendonça, y posteriormente Pereira de Sousa, es posible que ascendiese a una cantidad próxima a las 12.000 personas. Respecto a Lisboa, Sousa Oliveira (2005) refiere como cifra más probable alrededor de 8.000 víctimas mortales.

Localidad	Muertos	Causa
Almagro	2	sepultados
Arcos de la Frontera	2	partos prematuros
Arroyo de la Luz	1	pánico
Avion	1	atropello
Ayamonte	2	sepultados
Burgo de Osma	1	atropello
Calzada de Calatrava	1	atropello
Coria	21	caída fragmentos
Coruña, La	1	pánico
Don Benito	1	caída fragmentos
Écija	1	sepultado
Granada	1	caída fragmentos
Huelva	8	sepultados
Liendo	1	atropello
Madrid	2	caída fragmentos
Morente	1	caída fragmentos
Sanlúcar de Barrameda	1	pánico
Sevilla	9	sepultados
Trigueros	3	sepultados
Villahermosa	1	pánico
Total	61	

Tabla 1. Víctimas directas del terremoto en España.

5. Los daños en las edificaciones.

En términos generales los daños se encuentran distribuidos por toda la España peninsular, exceptuando la Cornisa Cantábrica, los Pirineos, Cataluña y zonas de Aragón y Valencia. Asimismo, para ambos tipos de edificios la superficie cubierta va disminuyendo de forma escalonada hasta la zona más próxima al epicentro, si bien aparecen algunas áreas, y direcciones, donde se produce una concentración de localidades afectadas. Este efecto puede deberse a diversas causas como son las distintas direcciones de atenuación, la estructura geológica, los efectos locales del suelo y su espesor,

los efectos topográficos y, por supuesto, el diferente diseño y estructura de los edificios.

El nivel máximo de daños se alcanzó en algunos pueblos de las provincias de Huelva, Cádiz y Sevilla. Las capitales más castigadas fueron Sevilla y Huelva con intensidad de grado VIII (escala EMS-98), mientras que en la ciudad de Cádiz fue algo menor (grado VI-VII). Otros pueblos con el grado VIII fueron Espera (Cádiz) Lepe, Villarrasa y Trigueros (Huelva), donde en este último se tiene constancia de que la gente se fue a vivir al campo a causa de los graves desperfectos y destrucción que hizo inhabitables muchas de las casas. Un resumen de los daños en Huelva fue documentado por la Real Academia de la Historia en 1756 (tabla II). En otros lugares incluso se tomaron medidas para prevenir efectos posteriores al terremoto como fue el caso de Carmona (Sevilla) donde se prohibió la circulación por las calles del pueblo de coches, calesas o carretas bajo severas penas de seis años de presidio o multas de 500 ducados. En Gibraleón (Huelva) la multa era mucho menor: 8 ducados. En la ciudad de Sevilla la prohibición del paso de carruajes por alguna de sus calles, bajo pena de un mes de prisión y 50 ducados de multa, estuvo vigente hasta casi año y medio después de la catástrofe.

Existe un significativo manuscrito en el Archivo Municipal de Sevilla sobre el estado de los edificios de la ciudad donde dice lo siguiente:

«Estado que manifiesta el en que quedaron las Casas, y edificios de esta Ciudad de Sevilla, con el terremoto experimentado el día primero de Noviembre, y Personas, que perecieron en el.

<i>Casas demolidas y que se han de demoler</i>	<i>Id. apuntaladas y que necesitan repararse</i>	<i>Personas que han perecido</i>
333	4.949	9

Y se advierte, que además se hallan ciento y cinco Iglesias Parroquiales, Conventos de Religiosos, y Religiosas, Hospitales, y Ermitas algunas con ruina en el Cuerpo de las mismas Iglesias, sin poderse usar de ellas, otras en sus Torres, y Campanarios, y las restantes con necesidad de reparos, así en lo interior, como en lo exterior; Real Aduana, y algunas

de las Puertas de entrada a esta Ciudad, y Torres inmediatas a sus Murallas, unas demolidas, y otras con precisión de ser reparadas: Parece de los frutos de visitas hechas en las Collaciones, que por ahora están en la escribanía mayor del Cabildo de mi cargo a que me refiero. Sevilla diez y seis de Diciembre de mil setecientos y cincuenta y cinco.»

De los documentos manejados se puede deducir que la proporción de casas en Sevilla con daños de grado 4 ó 5 (daños estructurales muy graves o destrucción) pudo ser entre el 10% y 20% del total y de grado 2 ó 3 (moderados o graves) alrededor del 60% ó 70%, entendiéndose que las citadas casas estarían en la clase de vulnerabilidad A o B, según la Escala Macrosísmica Europea EMS-98. Respecto a los edificios religiosos y civiles de Sevilla, no se puede determinar la proporción, aunque la mayoría debió de sufrir algún tipo de daño. Existe un estudio muy detallado sobre esta ciudad (Gentil, 1989) basado en la documentación existente en el Archivo Municipal de Sevilla, que detalla casa por casa los desperfectos que por el sismo sufrieron todos los barrios de la ciudad.

Para otras muchas ciudades españolas se especifica el número de casas que sufrieron desperfectos, pero se desconoce la cantidad total, por lo que no es posible efectuar una estadística fiable sobre la proporción y el grado alcanzado. No obstante, de forma más general, se conocen los daños sufridos por los edificios en 410 localidades españolas, de las cuales 189 corresponden a viviendas, 376 a edificios monumentales y 156 a pueblos con daños en ambos tipos de edificios. Llama la atención que los lugares con daños en los grandes edificios son el doble que el correspondiente a los ordinarios, lo cual se justifica porque el epicentro se localiza a una distancia de varios cientos de kilómetros, haciendo que el movimiento del terreno tenga un contenido en bajas frecuencias acorde con las estructuras más esbeltas de estos edificios.

En relación con Portugal, Sousa Oliveira (2005) realiza un estudio sobre los daños en estructuras monumentales en la ciudad de Lisboa. La figura 2 resume los daños separando la información por tipologías y grado de los daños. De la distribución en el gráfico se pue-

de observar que las estructuras de mayor envergadura fueron las que sufrieron más daños, al contrario por ejemplo de las ermitas que presentaron un mejor comportamiento. Esta circunstancia es la misma que ya se reseñó en el párrafo anterior para el caso de España.

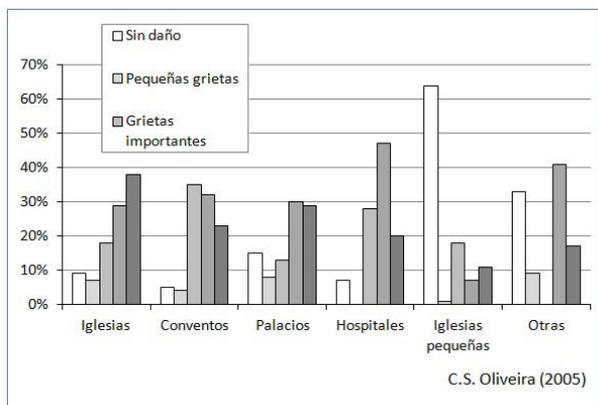


Fig. 2. Estadística de los daños ocurridos en estructuras monumentales en Lisboa.

6. El maremoto.

El maremoto fue sin duda uno de los acontecimientos relacionados con la catástrofe sísmica que mayor impacto causaron en la población, tanto en España como en Portugal. Este fuerte movimiento del mar fue perceptible a lo largo

del océano Atlántico, como las Islas Azores, Madeira o Canarias. También existen referencias de que se percibió en Brasil y que unas ocho horas posteriores al terremoto, se registró una agitación de las aguas del mar en las Antillas, en particular en la Isla Antigua, Barbada y Martinica. En Europa también fue observado en Cornualles (Inglaterra).

En España fue el responsable, como se indicaba anteriormente, del mayor número de víctimas mortales. En la tabla 3 se enumeran los ahogados en cada término municipal para las dos provincias que los registraron como fueron las de Huelva y Cádiz. La cantidad de ahogados resulta difícil de calcular, ya que para algunas ciudades existen contradicciones entre las distintas referencias documentales. Por ejemplo en Huelva, donde unas indican 2.000 ahogados mientras que otras señalan solamente 66.

Lo que sí es muy posible es que los cuerpos de muchos desaparecidos no se recuperasen, o tardasen en hacerlo, y también que no resultara fácil contabilizarlos, dado que parte de la gente dedicada a la pesquería eran originarios de otros lugares de España como Cataluña o Valencia. Por otro lado, dado que el primer movimiento de las aguas fue de retirada del

Calles	Parroquias	Sus daños	Conventos	Sus daños	Ermitas	Sus daños	Molinos	Sus daños	Casas sin daño	Lastimadas	Sus daños	Inhabitables	Sus daños	Caidas	Sus daños	Total liquido Rs de vellon	Ahogados	Septuados
Fuente y Pza. S. Pedro	S. Pedro	120.000								21	62.200	17	171.300	2	13.300	366.800	2	
S. Sebastian y Silos					La Soledad y S. Sebastian	45.000				33	79.200	11	59.500			183.700	4	
Garcidiaz y S. Andres					S. Andres	25.000				37	102.200	14	88.200	1	20.000	235.400	5	
Nueva y Matadero										20	44.800	6	32.000			76.800	3	
Hospital y Alonso de Mora					La Caridad	6.000				13	43.800	9	78.700	2	16.900	145.400	4	
Ariza y Albornoz										10	23.200	10	92.400	4	33.000	146.600	3	6
Herreros y Sevilla										10	17.900	5	24.400	4	28.400	70.700	6	
Puerto y Saltes			La Victoria	300.000	Sto Cristo de Saltes	5.000				20	52.600	23	201.400	15	175.900	734.900	2	
Placeta y Calzada					La Estrella	20.000				32	99.030	10	75.400	23	224.850	419.280	8	
Bocas y Rascon										27	40.370	4	18.320	7	27.500	86.190	7	
Concepcion y Ricos	N. S.ª Concepcion	200.000								45	189.100	16	24.200	11	61.100	474.400	2	
Monasterio y Monjas			S.ª M.ª de Gracia	660.000						31	124.700	31	276.300	15	148.400	1.209.400	2	1
Seña y Berdigon										38	88.400	14	64.900	2	17.200	170.500	6	
Miguel Redondo y S. Fco.			S. Fco.	180.000						9	20.600	3	29.600	16	103.800	334.000	3	
Medio y Palos										32	81.400	16	81.800	5	26.000	189.200	5	
Merced y Vegalarga			La Merced	1.100.000						6	27.500	6	48.800	45	430.200	1.606.500	4	1
Gines Marin y Medio Al.										12	55.900	16	112.400	9	63.200	231.500		
Peral, Palma y Ruyvelez										16	40.200	19	130.900	20	156.100	327.200		
Campo					N.ª S.ª de la Cinta y San Blas	45.000	9	90.000		32	29060					164.060		
TOTAL	2	320.000	4	2.240.000	8	146.000	9	90.000	0	406*	1.222.160	236*	1.610.520	181	1.545.850	7.174.530	66	8

Tabla 2. Nota sobre los daños causados por el terremoto de 1755 en la Villa de Huelva (Real Academia de la Historia).

mar, esto dio lugar a que en algunos sitios la curiosidad llevase gente a las playas a observar el fenómeno viéndose de repente sorprendidos por la llegada de una gran ola.

La figura 3 localiza los lugares donde se registró el maremoto en las provincias de Huelva y Cádiz y la tabla 4 resume los principales efectos percibidos.



Fig. 3. Términos municipales de Huelva y Cádiz donde se percibió el maremoto.

En relación a lo sucedido en Ayamonte (Huelva) existe un documento en el que se cita que la venida del mar fue poco más de media hora después del terremoto y la subida de las aguas llegó a la mitad de la Torre de Canela (de 17,9 m de altura) por cuanto se deduce que la ola debió de alcanzar casi los 13 metros, admitiendo que la cota de la torre sobre el nivel del mar (4 metros) no se ha modificado sustancialmente en los últimos 250 años.

Han quedado algunas referencias de que la perturbación fuese percibida también en otros lugares de las costas españolas. En el Mediterráneo percibieron la alteración del mar Ceuta, Marbella o Estepona. También en las ciudades gallegas de Pontevedra, Baiona, La Coruña, Betanzos, Corcubión y Ferrol. Incluso en el Cantábrico hay notas del movimiento en Viveiro (Lugo) y Santander.

Localidad	Ahogados
Ayamonte (Huelva)	400
Cádiz	200
Chiclana de la Frontera (Cádiz)	3

Chipiona (Cádiz)	4
Conil de la Frontera (Cádiz)	24
Huelva	66
Lepe (Huelva)	203
El Puerto de Santa María (Cádiz)	5
La Redondela (Huelva)	276
Rota (Cádiz)	?
San Fernando (Cádiz)	22
Sanlúcar de Barrameda (Cádiz)	9
Vejer de la Frontera (Cádiz)	2
TOTAL	1.214

Tabla 3. Víctimas del maremoto en Huelva y Cádiz.

Asimismo, se tiene constancia de que fue observado por algunos barcos navegando en alta mar. A este respecto, un documento del Archivo Histórico Nacional firmado por el francés Louis Godin, relata así lo sucedido:

«En el momento del terremoto se encontraba en el paralelo de Cádiz, a 150 leguas al Oeste. El tiempo era favorable y el mar estaba en calma, mas de repente sintió un movimiento extraordinario en el mar, sin más aviso que unas olas altísimas hacia el Oeste, que vinieron en un momento desde todos los lados a deshacerse sobre su barco. El movimiento que imprimieron produjo sacudidas por todas las partes del navío, las unas contra las otras y no con un movimiento total y uniforme de todo el navío a la vez hacia un mismo lado; todo ello duró, con algunas intermisiones, sobre medio cuarto de hora. No eran aún las nueve y media en el reloj del barco [...] Evaluando con prudencia estas consideraciones resulta que serían las nueve horas y quince minutos en el navío cuando éste sintió el movimiento del mar. Entonces eran, pues, en Cádiz, las 9 horas y 50 minutos, puesto que la diferencia de longitud entre navío y ciudad era de 35 minutos. Así pues, en el mismo instante que en Cádiz también temblaba la tierra, las aguas estaban ya en movimiento a 150 leguas al Oeste y llegaron a Cádiz una hora y diez minutos más tarde; tuvieron, pues, un desplazamiento del Oeste al Este a una velocidad de unas 100 toesas (antigua medida francesa de longitud en la que 1 toesa equivale a 1 metro y 949 milímetros) por segundo, algo más que la mitad de la velocidad del sonido; lo hago notar porque, presumiblemente, la transmisión del uno y del otro tienen la misma naturaleza. Así, es esta observación la que mejor prueba que el terremoto vino del Oeste. Cualquiera que sea el error que se haya podido cometer en la evaluación de la hora en el barco, el movimiento del mar tuvo lugar allí antes que en Cádiz. Quizás se sepa pronto si este fenómeno procedía

de las Islas Terceras o de algún otro punto del Océano Atlántico, o hasta de la misma América» (traducción de F. Rodríguez de la Torre).

De la lectura parece deducirse que el navío se encontraba muy próximo al epicentro del terremoto, donde se debió de originar la gran

ola sísmica. No obstante, si se considera la distancia a que estaba respecto de la ciudad de Cádiz se obtendría una posición geográfica aproximada de 36° 30' N y 15° W, lejos de donde se asocia que estuvo localizado el epicentro, si bien suponiendo éste como un foco puntual.

Localidad	Tiempo recorrido	Observaciones
Algeciras	45 min.	El reflujo duro hasta la noche.
Ayamonte	30 min.	Repitió 5 veces. Invadió las playas.
Cádiz	78 min.	Inundó algunos barrios de la ciudad. Duró hasta la media noche.
Carraca, La	65 min.	El movimiento duró toda la tarde.
Chipiona		Inundó la playa y las calles.
Conil		Entró legua y media en el interior. Ahogó 599 cabezas de ganado.
Convento Ntra. Sra. de Regla	75 min.	Las olas cayeron sobre las paredes del convento.
Huelva	55 min.	Se inundaron algunas calles.
Lepe	30 min.	Varadas varias embarcaciones. Hubo 3 avenidas.
Moguer		Gran avenida de agua salada en su ría.
Puerto Real		Se introdujo con suavidad por las calles.
Puerto de Santa María	65 min.	Inundó casas y produjo daños en el muelle.
Redondela, La		Entró media legua inundando las barracas y artes de pesca.
Rota		Rompió el muelle y entró en algunas calles.
San Fernando		Graves daños en casas de la playa.
Sancti-Petri	45 min.	Inundó el río y desplazó las barcas.
Sanlúcar de Barrameda	60 min.	Inundó las calles. Destruyó cinco corrales de pesquería.
Tarifa		Hizo naufragar tres barcas.
Vejer de la Frontera		Las aguas del mar subieron por la marisma legua y media.

Tabla 4. Efectos del maremoto en las costas de Huelva y Cádiz.

El tiempo de recorrido de la ola hasta llegar a las costas constituye un factor determinante para la valoración de la peligrosidad de maremotos en España. Estos tiempos en España fueron muy diferentes, desde los 30 minutos que tardó en llegar a Lepe (Huelva), hasta las dos horas y cuarto a Corcubión (La Coruña). La velocidad de la ola, considerando que en el área epicentral la profundidad del océano alcanza alrededor de los 4.200 m, variaría desde unos 735 km/h, hasta los 80 km/h que alcanzaría a una distancia de 20 km de las costas españolas del golfo de Cádiz. Tomando valores medios para las dos ciudades más importantes del litoral, las velocidades medias serían aproximadamente de 300 km/h para Cádiz y de 380 km/h para Huelva. Para el caso de Cádiz se tienen además referenciadas las llegadas a

la ciudad de las primeras cinco alteraciones del mar: 11h 10m; 11h 30m; 12h 00m; 12h 35m y 13h 15m, aunque el flujo y reflujo debió de durar hasta la noche. Estas horas darían periodos entre las crestas de las sucesivas llegadas de 20, 30, 35 y 40 minutos y unas longitudes de onda mínimas comprendidas entre 25 y 50 km.

7. Los efectos en la naturaleza.

El terremoto de Lisboa produjo en muchos lugares de España una alteración de las aguas en lagos, ríos, fuentes, pozos y otros fenómenos geológicos asociados. Los informes del AHN han proporcionado bastantes datos sobre estos efectos, que siguiendo las indicaciones que señala la escala macrosísmica europea EMS-

1998, se pueden clasificar en las siguientes cuatro categorías: hidrológicos, rotura de laderas, procesos horizontales en el terreno y procesos convergentes. Los más abundantes en este terremoto fueron los hidrológicos, afectando al nivel de agua de los pozos, caudal de los manantiales o alteración de la superficie del agua de lagos, estanques o en ríos. Dentro de la rotura de laderas el efecto que se observó fue la caída de pequeñas rocas. En la categoría de los procesos horizontales se produjeron pequeñas grietas en el terreno y por último, como procesos convergentes, fueron detectados fenómenos de licuefacción y deslizamiento de laderas.

Las alteraciones hidrológicas se registraron ampliamente en toda la España peninsular, si exceptuamos la franja que forma la cuenca del Ebro con los Pirineos occidentales.

El sismo de 1755 también puso de manifiesto que el fenómeno conocido como *seiche*, alteración o movimiento de largo periodo de la superficie del agua en lagos o volúmenes de agua con una batimetría determinada, puede ser también de origen sísmico. El *seiche* sísmico se produce con terremotos de gran magnitud y puede llegar a registrarse a varios miles de kilómetros de distancia, como sucedió en esta ocasión en lugares muy alejados dentro de Europa como Portsmouth, Amsterdam, algunos lagos de los Alpes e incluso el río Aurasoki en Finlandia. Esta circunstancia fue confundida con la percepción del maremoto.

La formación de pequeñas grietas en el terreno fue observada en los lugares situados donde mayor fuerza tuvo el terremoto. La licuefacción, o pérdida de resistencia de algunos suelos arenosos debido a la liberación del agua contenida en los poros, se manifestó por la formación de cráteres de arena o montones de tierra, como se observó en la provincia de Huelva (Almonte, Ayamonte, Bollullos, Bonares, Gibrleón, Huelva, Niebla, La Rábida, La Redondela) y en algún punto de la de Sevilla, lugares con las intensidades sísmicas más altas, entre VII y VIII. Este fenómeno si sucede en zonas urbanas puede ocasionar daños muy severos en las edificaciones.

Para el caso del deslizamiento de laderas sólo se tiene constancia de haberse producido en el

pueblo de Güevéjar (Granada), situado en la falda de una montaña, donde después del terremoto y durante las horas siguientes, se inició un lento pero continuo deslizamiento del terreno que obligó a desalojar el pueblo. Curiosamente un fenómeno análogo se reprodujo posteriormente en este mismo pueblo con ocasión del terremoto de Andalucía de 1884.

8. Otros efectos secundarios.

En muchos de los informes que respondieron al cuestionario del rey recogen anotaciones sobre otros efectos que ocurrieron de forma más o menos simultánea y que fueron relacionados con el suceso sísmico, bien porque así fue o bien por influencia de las creencias, supersticiones y desconocimiento científico que existían cuando se produjo el sismo.

Uno de los episodios más citados fue la percepción de un ruido subterráneo que se producía casi simultáneamente al movimiento del suelo. Este sonido, dentro de las frecuencias audibles por las personas, acompañaba al terremoto y era asociado al viento siguiendo las teorías de la época, siendo, en algunos casos, causante del pánico más que la propia alteración del suelo. Se trata de un fenómeno muy conocido en la literatura sismológica y se produce al emerger desde el interior de la corteza terrestre a la superficie cierto tipo de ondas sísmicas, parte de cuya energía se transmite a la atmósfera en forma de ondas acústicas. Fue percibido en la totalidad de la España peninsular, excepto el norte y nordeste, que son las zonas más alejadas del epicentro.

La ocurrencia de efectos luminosos en el cielo, que fueron asociados al terremoto, llamó mucho la atención de los estudiosos, ya que las ideas de la época presuponían que los terremotos estaban producidos por fuego subterráneo. En el caso de España se anotaron en la encuesta efectos de luz pero ocurridos en la madrugada anterior al terremoto. Los escritos del AHN indican el suceso como si se tratase de un cometa o exhalación de fuego que estuvo en el cielo durante algunos minutos. Aunque fue advertido por muy pocas personas, debido a que ocurrió antes del amanecer (aproximadamente las 5 a.m.), no fue un suceso puntual ya que se observó en una parte importante del occidente peninsular, incluida Portugal. Por

las características no parece que se tratase de un fenómeno meteorológico y se podría considerar como el paso de un cometa o el choque de un meteorito contra la atmósfera terrestre.

Un curioso efecto indirecto causado durante el terremoto fue la alteración del vino en algunos lugares de La Mancha. Se cita que en Daimiel (Ciudad Real) el vino varió de color y de sustancia y en Val de Santo Domingo (Toledo) el vino se volvió leche y después de una hora regresó a su estado original. Una explicación a estos cambios podría estar en que el movimiento del recipiente removió los posos depositados en el fondo, alterando temporalmente su composición. Más difícil de justificar es el cambio que se describe en la villa de Cifuentes, provincia de Guadalajara, donde hubo quien vio crecer dos fuentes, una de leche y otra de vino. Las interpretaciones que sobre este fenómeno se debieron hacer en la época tuvieron que ser muy imaginativas.

Referencias.

ARCHIVO HISTORICO NACIONAL. Documentos originales manuscritos sobre los efectos del terremoto de 1755 en España. Madrid, Sección Estado, legajos 2909, 3173, 3183 y 4821.

GENTIL GOVANTES, P. *El riesgo sísmico de Sevilla*. Servicio de Publicaciones Universidad de Sevilla,. Serie: Arquitectura, 1989, núm. 11, 255 págs.

MARTÍNEZ SOLARES, J.M. *Los efectos en España del terremoto de Lisboa (1 de noviembre de 1755)*. Madrid: Ministerio de Fomento, Dirección General del Instituto Geológico Nacional, 2001, 756 págs. ISBN: 84-95172-26-7.

MOREIRA DE MENDONÇA, J.J. *Historia universal dos terremotos que tem havido no mundo, de que ha noticia, desde a sua criação ate o seculo presente. Com huna narraçam individual do Terremoto do primeiro de Novembro de 1755, e noticia verdadeira dos seus effeitos em Lisboa, todo Portugal, Algarves, e mais partes da Europa, Africa,, e America, aonde se estendeu e huma Dissertação Physica sobre as causas geraes dos Terremotos, seus effeitos, differenças, e Prognosticos e as particulares do ultimo*. Offic. Antonio V. De Silva, Lisboa, 1758, 272 págs.

REAL ACADEMIA DE LA HISTORIA. «Noticia individual que da la Academia de la Historia del terremoto del 1º de Noviembre de 1755 por orden del Rey Nuestro Señor a quien la dedica». Real Academia de la Historia, Madrid, 1756, 367 págs.

SOUSA OLIVEIRA, C. *Descrição do terremoto de 1755, sua extensao, causas e efeitos. O sismo. O tsunami. O incendio*. Lisboa, Fundação Luso-Americana. 1755 O Grande Terramoto de Lisboa, 2005, vol. I Descrições, cap. I, págs. 23-85. ISBN: 989-619-013-5.

La reacción de los ciudadanos de Cádiz durante el maremoto del 1 de noviembre de 1755

José Antonio Aparicio Florido

*Licenciado en Filosofía y Letras
Máster en Protección Civil y Gestión de Emergencias
Presidente del Instituto Español para la Reducción de los Desastres*

Resumen

Los efectos que el maremoto del 1 de noviembre de 1755 provocó sobre las costas de Huelva y Cádiz sorprendió a los habitantes del litoral de tal manera que sin saber muy bien lo que debían hacer tomaron decisiones poco meditadas que en algunos casos les garantizó la supervivencia y en otros les condujo a la muerte.

En lo que respecta a los ciudadanos de Cádiz, que es el comportamiento que aquí analizamos, huir de la ciudad o permanecer en los lugares abiertos y más expuestos al impacto del maremoto fue una decisión fatídica. Afortunadamente, la mayoría de los pobladores optaron por subirse a los pisos altos, pero solo el azar evitó un número de víctimas superior a las 200 ó 400 que recogen los testimonios más pesimistas. En realidad, la mayoría reaccionó por instinto y sospechamos que a fecha de hoy pocos sabrán cómo actuar en un futuro el día en que un nuevo maremoto de similar intensidad se repita. El recuerdo de los errores cometidos en el pasado servirá para ejemplificar lo que consideramos una conducta incorrecta y lo que sí demostraron ser actuaciones acertadas.

Palabras clave: maremoto, 1755, reacción, comportamiento, arrecife, Torres de Hércules.

1. El terremoto.

El 1 de noviembre de 1755 la ciudad de Cádiz amaneció con el horizonte claro, apenas unas nieblas bajas hacia el norte que se habían disipado, el cielo completamente despejado y una ligera brisa fresca del noroeste que auguraba un espléndido día en el que se iba a celebrar la festividad de Todos los Santos. A las nueve de la mañana comenzaba la misa principal de esta jornada de difuntos y las parroquias estaban todas abarrotadas de público, de hombres, mujeres y niños. Ningún efecto en la naturaleza ni en las condiciones del tiempo, salvo una sensación de calor atípico para la fecha, hacía pensar que aquel el buen ambiente reinante iba a cambiar tan bruscamente.

Poco antes de terminar la eucaristía y en el preciso instante en que los oficiantes levantaban las manos para consagrar las sagradas formas, el agua bendita de las pilas comenzó a balancearse. El mismo vaivén suave acompañaba los movimientos de todos los objetos colgantes y hacía que los asistentes sintieran un

leve mareo como por efecto de una extraña ingravidez. El astrónomo francés Louis Godin, director de la Academia de Guardias Marinas, se hallaba en esos momentos en el interior de las dependencias del Observatorio, donde se dio cuenta rápidamente de lo que estaba sucediendo. No podía ser otra cosa que un terremoto, raro para esta zona, pero que le recordó el que tuvo lugar el 28 de octubre de 1746 frente a las costas de Perú y que comportó la plena destrucción de las ciudades de Lima y Callao.

Justo al iniciarse las primeras vibraciones Godin se asió a una barra de hierro clavada en uno de los muros de su estancia, a la que usó como si fuera un diapasón con el fin de calcular la duración e intensidad de aquel inusual fenómeno. De esta forma pudo determinar con absoluta precisión que las primeras ondas sísmicas atravesaron el suelo de Cádiz a las 09:52 de la mañana, es decir, unos veintidós minutos después de que estas mismas ondas hubieran alcanzado Lisboa.

Los testimonios, y especialmente el que nos resulta más fiable, que emana del propio Louis Godin por su calidad como científico experimentado en mediciones matemáticas y como testigo directo de numerosos terremotos acaecidos durante su larga expedición en Perú, describen como hemos dicho unas débiles vibraciones que se mantuvieron inalterables durante dos minutos tras los cuales, sin interrupción alguna, la agitación aumentó de súbito hasta alcanzar su máxima intensidad por espacio de otros tres minutos durante los cuales se pudieron apreciar, eso sí, dos momentos en que la energía parecía desvanecerse durante escasos segundos llegando casi a la pausa para recuperar luego la misma fuerza hasta que dieron las 09:57 en un reloj que tenía a la vista. A esta hora el temblor cesó unos segundos, pero prosiguió de nuevo con signos claros de decaimiento que se alargaron cuatro interminables e inquietantes minutos hasta las 10:01 en que todo acabó. En total fueron nueve minutos divididos en tres fases bien diferenciadas: una primera que parece anunciar la llegada de las ondas primarias (P), una segunda de mayor duración e intensidad que coincidiría con la llegada de las ondas secundarias (S) y una tercera fase de disipación o alejamiento de las ondas sísmicas de cuatro minutos que Godin supo captar por su especial sensibilidad aprendida de otros terremotos y por el «efecto diapasón» producido por el hierro que estaba sujetando con las manos.

Recuperado el reposo, la ciudad entera seguía en pie. Las grietas que aparecieron en paredes tanto exteriores como interiores, como las que afloraron en la casa del corregidor Antonio de Azlor, el derrumbe de algún techo de vigas viejas y el desprendimiento de unas pocas cornisas y revestimientos de fachada fueron las incidencias más reseñables, no cuantificadas, pero que debieron ser generalizadas. Solo se produjo el colapso completo de dos fincas abandonadas en el barrio de la Viña, que ya presentaban previamente un pésimo estado de conservación, y una vivienda habitada en el barrio del Pópulo, cuyos moradores salvaron la vida de milagro.

En la puerta de las parroquias se atropellaba la gente de tal manera que los que estaban dentro querían salir y los que estaban fuera querían entrar. Es una reacción instintiva, re-

currente y equivocada que hoy día sigue siendo difícil de controlar. Las personas que se encuentran dentro de los edificios tienden a salir a la calle asustados por los crujidos, el desplazamiento de objetos y los vaivenes que les hacen por temer el hundimiento de la estructura, mientras que las que están fuera creen buscar seguridad dentro de los edificios al ver que los revestimientos de las fachadas y otros elementos externos no estructurales se desprenden. En la búsqueda de esta falsa seguridad inversa es donde se concentra el peligro. En esta ocasión no ocurrió nada, pero el desconcierto fue terrible. Un enigmático testigo anónimo, cuya identidad se oculta bajo las siglas D.N.N., describió este episodio de la siguiente manera:

«Supongo la la confusión de las gentes en iglesias, calles y casas: faltos de consejo huían todos, sin saber a dónde, clamores, llantos y accidentes.»

El miedo se apoderó de la gente en tal medida que se produjeron varias muertes por infarto y diversos partos prematuros al menos en dos puntos de la ciudad. En la Iglesia de San Antonio, donde se hundió uno de los techos de la casa parroquial, los feligreses salieron dándose empujones y codazos en medio del mareo y la turbación general. Algunos perdieron el sentido y se desplomaron y no pocos sentían dificultad para caminar sin caerse. La gente se abrazaba y los niños lloraban. En las naves laterales cuatro jóvenes dieron a luz en medio de los pasillos. En la Iglesia de San Agustín tuvo lugar una escena similar, donde cinco mujeres jóvenes «malparieron» según encontramos escrito en un romance anónimo.

Un religioso de origen francés pero afincado en España llamado Mc Mahon se hallaba a esa misma hora en el interior de la Iglesia de San Francisco junto al padre Antonio mientras el párroco oficiaba la misa. Ambos estaban rezando arrodillados cuando de pronto una especie de onda invisible les elevó y les impulsó hacia adelante, al tiempo que al franciscano le pareció que todo giraba a su alrededor. Mc Mahon se dio cuenta pronto de que aquello no podía ser otra cosa que un terremoto, así que salió rápido hacia el patio mientras que el padre Antonio se asustó más y corrió despavorido hacia el portón principal, a pique de que le cayera encima un trozo de cornisa que se desprendió del altar situado sobre la pila bautis-

mal. Quienes estaban cerca de la puerta salieron los primeros a la calle y justo allí, arrodillado en medio de la plaza, encontraron a un viejo mariscador oriundo de Chiclana de la Frontera pero muy conocido por estos lares, que como muchos otros días y fines de semana había venido hasta la ciudad para vender sus langostinos y bocas de la Isla. Con los brazos en alto y mirando hacia el cielo, aquel anciano no tuvo mejor respuesta a sus temores que decir en voz muy alta:

«¡Zeño!, ¡Zeño! Zi ehto eh un cahtigo pa'la gente de Cai, ique yo zoy de Chiclana!»

Aunque sin duda alguna su reacción fue propia del miedo que no de una burla hacia los habitantes de Cádiz, lo cierto es que aquello no resultó del agrado de cuantos le rodeaban y entre varios le arreararon una brutal paliza que le dejó bastante maltrecho.

2. El maremoto.

Jean Racine era un joven comerciante de apenas veintiún años recién llegado de Francia junto con su socio Joseph Jean Plissé-Mason, quienes habían adquirido una quinta en la Isla de León especialmente bondadosa para el cultivo de la vid. Querían dedicarse a la elaboración y exportación de vinos españoles y de esta manera edificar su fortuna sin depender de la alargada sombra de su padre, el poeta Louis Racine, y de su famoso abuelo Jean Racine, autor de la *Andrómaca*. El terremoto les sorprendió dentro de las murallas de la ciudad semanas después de su llegada a puerto. Al sentir el movimiento sísmico, Racine y su socio, con la ayuda de su sirviente, montaron rápidamente un carricoche y ensillaron un caballo para salir cuanto antes de aquel infierno y buscar refugio en San Fernando, pensando quizá que nada estaría ocurriendo allí y que aquel fenómeno era solamente un efecto local. Por desgracia otras personas, posiblemente mercaderes o residentes de otros lugares, optaron por esta misma decisión que les costaría la vida.

Sobre una de las muchas torres miradores que pueblan las azoteas gaditanas, el mercader inglés Benjamin Bewick se encontraba oteando el horizonte para adelantarse a la venida de los buques cargados de mercancías de Indias. «Recordaré esta semana durante mucho tiem-

po», comenzaría escribiéndole a su amigo Joseph Paice para darle cuenta de lo que vivió ese día desde su azotea. Una hora después del terremoto vio encrespase como a la distancia de ocho millas desde la costa una ola inmensa de al menos sesenta pies por encima de lo normal, lo que supone una altura de casi diecisiete metros. Esta elevación es indicativa del momento en que la columna de agua en movimiento se encontró con el talud continental donde el mar pasa de alcanzar cotas profundas de 240 y 250 m a 80 y 68 m. En definitiva, es el lugar donde se produjo un efecto «trampolín» en el que el mar ascendió por una rampa empinada hasta tomar el suficiente impulso como para levantar las olas anteriormente descritas y caer inmediatamente después por gravedad rompiéndose entre espumas. «La gente comenzó a temblar, los centinelas abandonaron sus puestos e hicieron bien», diría sin cierto ingenio. Se refiere aquí a los centinelas que ocupaban cada una de las garitas que rodean la muralla defensiva de la ciudad y que hoy se encuentran vacías y en los mismos lugares que entonces se encontraban.

Un alargado frente de espuma en forma de «cáncamo de mar», como lo llaman los marinos, enfilaba hacia la bahía en dirección WNW a ESE a gran velocidad. La mejor descripción de la formación de estas olas quizá provenga del erudito Juan Luis Roche, quien en una carta remitida a la Real Academia de las Buenas Letras de Sevilla en fecha inmediatamente posterior al terremoto lo define como «un ejército de caballería que, en servicio del Todopoderoso, avanzaba a rienda suelta y espada en mano para ejecutar sus órdenes sobre nosotros».

Un tal Alonso Valdés, testigo de Chiclana de la Frontera, detalla el avance de este tren de olas diciendo que por detrás del Castillo de Sancti-Petri vio levantarse un muro de agua y a corta distancia otro muro más elevado y tras él un tercero, que fueron rompiendo sobre los arrecifes, penetrando con grandiosa energía y caótica turbulencia por los caños salineros y por el río Arillo. Desde su privilegiada posición, Bewick también observó que las olas abatieron gran parte de su fuerza al estrellarse contra las rocas por la parte oeste.

Al igual que los bajíos de rocas y arenas laminaron en gran medida la inercia y altura de las olas, allí donde no encontró obstáculo alguno la corriente aceleró su impulso con un efecto de directividad o de embudo. Y esto fue lo que ocurrió precisamente en el canal de entrada de la Caleta, limpio de rocas y orientado en la misma dirección por la que entró el maremoto. Todo resultó por desgracia favorable para que el mar golpeará de frente contra baluartes y parapetos, reventando los más de seiscientos metros de muralla existentes entre la puerta nueva de la Caleta y el Castillo de Santa Catalina. Las aguas se desbordaron sobre tierra arramblando con todo lo que encontraron a su paso: escombros, árboles, enseres, puntales de madera, arena, tarquín y broza. Entre quince y veinte personas murieron en esta zona de la ciudad, quedando grabado en la retina la imagen de unos bebés que, arrastrados por el torrente, perecieron ahogados en las calles de la ciudad.

La dramática impresión que esta invasión marina provocó en el ánimo de la gente quedó muy bien descrita poco más de un siglo después en la pluma del escritor gaditano José María Sbarbi, en un artículo publicado en *La Moda Elegante* (1883):

«El dolor y la desesperación se hallan pintados en el rostro de todos: chicos, grandes, ricos, pobres, creyentes o desalmados. Unos se suben a las azoteas, por ver de libertarse, al pronto, de la voracidad del mar, aunque no muy satisfechos de hallarse seguros: bien porque las olas, que se alzan como montañas los alcancen allí, bien porque vayan a precipitarse en el abismo de los edificios a impulsos del terremoto. Otros, más confiados pero menos prudentes, buscan en la huida su salvación, sin comprender idesgraciados! que van a quedar envueltos y ahogados, juntamente con los coches y las cabalgaduras, en la lengua de tierra que une a Cádiz con San Fernando, cuyo continente forma la Isla Gaditana.»

Una detenida mirada a los grabados de la época nos permiten descubrir que los vecinos buscaron refugio dentro de sus casas a diferentes alturas (fig. 1). Algunos se ven asomarse por los balcones del primer piso, mientras que otros alzan los brazos tras los pretilos de las azoteas en casas de dos o tres plantas. Otros se echaron a la calle para huir a pie de la ciudad a través de la Puerta de Tierra y los menos se quedaron paralizados o rezando en medio de

la calle esperando un milagro divino. En estos dos últimos casos hubo un comportamiento irracional producto de un instinto de huida o parálisis que no habría funcionado. Quienes eligieron quedarse y subirse a las plantas superiores pudieron contemplar cómo el agua entraba a raudales en las plantas bajas de algunas calles, como la calle de la Cruz, donde unas diez o doce personas perecieron ahogadas.

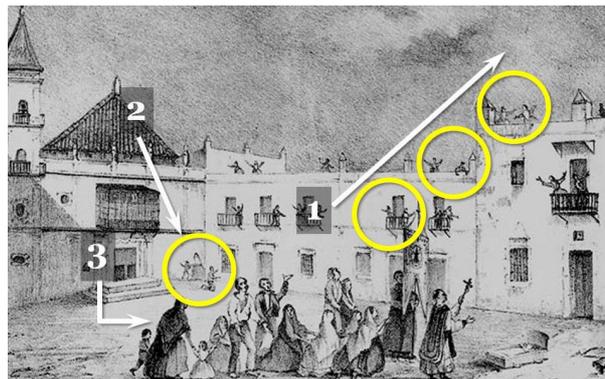


Fig. 1. Grabado de la época en la que se observa la reacción de los ciudadanos de Cádiz: 1) la población busca refugio instintivamente en diferentes alturas; 2) algunos vecinos de la calle de la Cruz intentan huir de la ciudad a través de la muralla del Vendaval y la Puerta de Tierra; 3) otras personas rezan en la vía pública, esperando un milagro de la Virgen.

El hecho de que las aguas no alcanzaran los pisos superiores, ni siquiera en las manzanas más próximas a la orilla, nos demuestra que el mar no ascendió por encima de los dos metros y medio dentro de las calles. Otros nueve pescadores habían muerto al primer envite entre las piedras del Castillo de San Sebastián. Quienes se quedaron rezando frente a la Iglesia de la Palma, punto límite al que llegaron las aguas, creyeron que la Virgen había obrado el milagro cuando vieron que el mar retrocedía hasta su seno. De los que prefirieron huir, solo a los que no se les permitió salir a campo abierto pudieron permanecer a salvo. La consigna de la turbamulta que intentaba huir se repetía de boca en boca: «¡a la Puerta de Tierra!, ¡a la Puerta de Tierra!».

La Iglesia de Santo Domingo también había estado repleta de público. Tras el terremoto salieron afuera en medio de un ataque de pavor, fijándose unos cuantos que la cruz de hierro que remataba la torre del campanario se había desprendido de su lugar y había queda-

do clavada en el pavimento de la calle después de haber golpeado una de sus cornisas. Cuando escucharon el rugido de las olas y las vieron alzarse sobre la Puerta del Mar, decidieron sacar de su camarín a la Virgen del Rosario, patrona de Cádiz, en una procesión improvisada por el Baluarte de los Negros y la cuesta de las Calesas. Aun así, el mar entró igualmente por la Puerta del Mar y la de Sevilla, anegando la plaza de San Juan de Dios, la calle de los Guanteros y los aledaños de la Casa de Contratación y la Aduana, sin contabilizarse víctimas en esta ocasión. Las pipas, jarcias, maderos, botes y pertrechos de buques flotaban a la deriva sobre los cantiles del muelle.

3. Una huida imposible.

Siguiendo los apuntes que dejó escrito Antonio de Ulloa, insigne marino fundador del Observatorio Astronómico de Cádiz del que entonces era director Louis Godin y testigo también del maremoto, la primera oleada impactó a las 11:10 de la mañana, es decir, 69 minutos después de cesar el terremoto y 78 minutos desde que se iniciara el movimiento telúrico. En ese interludio de calma total fueron muchos los que aprovecharon para preparar una desesperada huida lejos de allí, ignorando que el peligro había afectado en mayor o menor medida al resto de localidades cercanas. Quienes pudieron aprestar algún transporte con las mínimas pertenencias para escapar lo antes posible se expusieron los primeros al descubierto del camino del arrecife que partía desde las murallas de Cádiz hasta la Isla de León: un istmo de tierra carente de todo cobijo flanqueado entre dos mares en una distancia de dos leguas en las que no había escapatoria. Llegar o no llegar a trote de un caballo era una apuesta arriesgada que ninguno ganaría. Sin embargo, en alegato de los huidos, nadie podía presumir lo que iba a ocurrir instantes después. Entre estas gentes desesperadas cuyo número pudo alcanzar las doscientas personas se encontraban por desgracia los mencionados Jean Racine y su estimado amigo Joseph Plissé.

Cuando los vigías de la puerta principal de la plaza divisaron en el horizonte la extraordinaria elevación de las columnas de agua ya era tarde para muchos. A los gritos de «¡el mar nos traga!» el capitán de granaderos Manuel

Boneo actuó bien y ordenó bloquear las salidas sin consultar siquiera al gobernador militar, a bayoneta calada y dispuesto a usarlas si fuera menester para evitar que el pueblo se expusiera a un peligro mayor que el que había ocasionado el propio terremoto. Cuando los mares se vieron juntarse en los arrabales y a lo largo del trayecto hasta donde alcanzaba la vista, nada se podía hacer ya por quienes aún se les veía de espaldas arreando a sus bestias, empequeñecidos por la distancia que les iba separando del que a la postre iba a ser el único lugar seguro. Tres arrieros que corrían fustigando a sus caballos y cuatro mujeres que paseaban junto a dos mancebos por los solares exteriores de las murallas desaparecieron sumergidos por las aguas antes de que pudieran volverse atrás. Al otro lado, los guardias seguían intentando sosegar al tumulto en medio de una tensión cercana al motín. Como dejó escrito Godin, «no hacía falta más que un poco de experiencia y alguna atención para juzgar enseguida que los dos mares, el del oeste y el de la bahía, se deberían juntar sobre el arrecife, una lengua de arena muy estrecha que une Cádiz con la Isla de León y que apenas tiene una pequeña altura sobre el nivel de la pleamar». En efecto, la inundación tuvo lugar enseguida y fue tal el golpe de mar sobre el camino, que los muros que sustentaban la plataforma quedaron completamente desguarnecidos y desabaratados por el esfuerzo y la dirección de la corriente de las olas.



Fig. 2. Restos de uno de los muros que soportaban el antiguo arrecife de Cádiz hacia la Isla de León, destruido por el maremoto de 1755.

De este camino, antigua Vía Augusta o Heraclia levantada durante el cambio de era en

época de Cornelio Balbo, solo han quedado hasta nuestros días algunos vestigios arqueológicos en la zona del Ventorrillo del Chato —donde ya hubo una reparación importante en 1731—, la playa de la Gallega y el polígono militar de Torregorda. En estos puntos se observan algunos tramos de cierta longitud aún en pie, ligeramente inclinados o completamente volcados en la dirección WNW-ESE en que los golpeó el maremoto, en su mayor parte desaparecidos, enterrados o diseminados.

El camino quedó por tanto inutilizable, de modo que durante mucho tiempo solo se podía circular hasta la Isla de León aprovechando la marea baja. El informe que el gobernador de Cádiz elevó a la Corte describiendo los daños de este trayecto fue demoleedor:

«El deplorable estrago de todo el arrecife o calzada hasta la Isla de León, en cuya distancia aunque existen cerca de la Torre de Hércules algunos pedazos, es en términos de no poder servir, por hallarse cuarteado su empedrado y en el aire las paredillas que le contienen.»

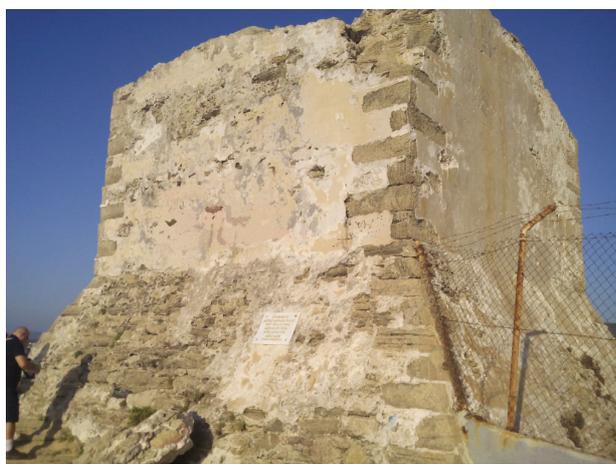


Fig. 3. Base cuadrada de la antigua Torre de Trafalgar, de similar construcción a la existente en 1755 en Torregorda.

La Torre de Hércules era una atalaya cuadrangular de un solo cuerpo, estilizada, con una base más ancha que el resto del tronco y que debió medir de 12 a 15 m de altura, rematada en su parte superior con una especie de garita también cuadrada, que formaba parte del sistema defensivo de vigilancia costera levantado a raíz de los continuos ataques berberiscos perpetrados contra las costas ibéricas a lo largo del s. XVI. Su diseño era exactamente el

mismo que el que se adivina por los restos que aún perviven de la antigua torre de Trafalgar (fig. 3). Esta torre estaba situada en el emplazamiento que hoy día ocupa la actual Torregorda del polígono de tiro naval González Hontoria, y originalmente no era una única torre sino dos torres gemelas llamadas «Torres de Hércules» que protegían la almadraba que hasta el s. XVII estuvo funcionando a pleno rendimiento en esta parte de la costa.

La torre situada más al sur servía de atalaya mientras que la otra hacía las funciones de torre de avistamiento y control de los bancos de atún y de los trabajos de la almadraba.

En 1755 la torre norte había desaparecido no se sabe con plena certeza si a raíz del último ataque berberisco acaecido en 1574 (fig. 4), por los bombardeos navales de la Casa de Medina Sidonia en su litigio con el marqués de Cádiz, Rodrigo Ponce de León, en lucha por los derechos de explotación de las almadrabas de la provincia, o como consecuencia del asalto anglo-holandés de 1625 dirigido por Edward Cecil, quien decidió pasar a fuego la almadraba gaditana en un acto de frustración por no haber podido doblegar las defensas de Cádiz y de la Isla de León. Lo cierto es que esta torre se perdió y no se volvió a reconstruir, mientras que la primitiva siguió alumbrando y blindando el litoral con su candela. El 1 de noviembre de 1755 el mar socavó con tanta energía erosiva la base arenosa de la duna sobre la que se había levantado la torre, que al perder asiento ésta se desequilibró y acabó volcando sobre la playa desmembrándose en multitud de sillares sueltos y bloques enteros.



Fig. 4. Cuadro del pintor Alejandro Ferrant y Fischermans (1866) en el que se recrea el ataque berberisco de 1574. La torre del fondo se encuentra en la ubicación de la actual Torregorda y fue la que derribó el maremoto de 1755.

Tras pasada la Torre de Hércules, el camino continuaba lindando el mar hacia un lugar denominado «La Alcantarilla» (fig. 5), que era el hito de entrada hacia la Isla de León. El Fortín o Reducto de la Alcantarilla estaría situado en lo que en la actualidad es el campo de tiro de Camposoto y que por tanto no es visitable sin autorización. Justo antes de llegar a este punto, en el último tramo entre la Torre de Hércules y el reducto, los huidos fueron sorprendidos por la llegada del maremoto, estimándose que en este lugar perecieron alrededor de medio centenar de personas, entre las cuales se hallaban el joven Jean Racine y Joseph Plissé.



Fig. 5. Plano de finales del s. XVIII en la que se localizan la Torre de Hércules y el Reducto de la Alcantarilla junto al antiguo trazado del camino del arrecife.

Las crónicas más desfavorables hablan incluso de 200 y 400 ahogados, como apuntó Antonio Carbonel, hijo del instructor de guardiamarinas Joseph Carbonel, haciéndose eco de los relatos que había escuchado en boca de su padre, testigo inmediato de la tragedia. Entre estas víctimas cabe contar también las que perecieron arrastradas por la inundación costera en las cercanas salinas del Estanquillo. De esta explotación salinera que resultó completamente barrida por el maremoto ha quedado en pie un amplísimo lienzo corrido perteneciente al muro perimetral y algunos frontispicios de lo que pudieron ser almacenes o viviendas. Algunos cadáveres aparecieron flotando sobre las orillas de las localidades cercanas y luego recogidos y enterrados por la Hermandad de la Santa Caridad, pero la mayoría probablemente quedaron sepultados bajo el fango de las marismas. A Racine lo encontraron desnudo, sepultándolo sus amigos en la cripta de la Iglesia de Santa Cruz; pero del cuerpo de Plissé jamás se tendrían noticias.

Conclusiones.

La detallada descripción que los testimonios de la época nos han legado a través de cartas, poemas, obras filosóficas y otros documentos acerca de la reacción que tuvieron los habitantes de Cádiz tras el terremoto del 1 de noviembre de 1755 despierta la preocupación de los investigadores sobre cuál será la reacción futura de los ciudadanos en el próximo maremoto. Sabemos que éste se volverá a repetir tarde o temprano, pero lo que no sabemos es ni el día ni la hora. Por los hechos conocidos se demuestra que evacuar la ciudad para buscar refugio en otras poblaciones cercanas supone una huida imposible que quizá solo los primeros conseguirían. En nuestra contribución con el proyecto TRANSFER (2009) calculamos numéricamente que las carreteras de acceso a la ciudad, aun dedicando todos los carriles en dirección salida, solo tienen capacidad de evacuar mil vehículos en una hora de un parque automovilístico censado en cincuenta mil. La densidad del tráfico, las maniobras desesperadas y los accidentes por alcance colapsarían todas las rutas y miles de personas quedarían retenidas y expuestas en una zona de impacto directo en la dirección de avance del maremoto, sin posibilidad de refugio alguno.

La única posibilidad de supervivencia se encuentra en los puntos elevados y en las plantas superiores de los edificios. Permanecer en lugares al aire libre y al nivel del mar en las áreas inundables por maremoto supuso la muerte por ahogamiento de la mayoría de las víctimas de la catástrofe de 1755 tanto en las costas de Huelva como en las de Cádiz. Sin embargo, la evacuación vertical hacia los pisos superiores se demostró una solución de garantía para la supervivencia. Las zonas que resultarían inundadas en el peor escenario o *worst case* calculado por los sismólogos se dieron a conocer en los planos elaborados por el Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria para el proyecto TRANSFER, así como la máxima altura que alcanzarían las olas y el nivel del mar en cada punto de la ciudad. Muchas personas nos preguntan a qué piso hay que subirse para estar a salvo del maremoto, pero la respuesta está contenida en esos planos a los que hacemos referencia y que conviene contribuir en su difusión (fig. 6).

La seguridad no depende de en qué planta nos encontremos (primera, segunda, tercera...) sino a qué altura se encuentra nuestra planta sobre el nivel del mar y sobre el nivel de máxima crecida de las aguas. Esto quiere decir que un primer piso en un determinado punto de la ciudad puede ser un lugar seguro, mientras que en otro punto distinto puede no ser suficiente. De lo que no cabe duda, y los hechos históricos así lo demuestran, es de que la supervivencia depende de una decisión correcta que los ciudadanos debemos prepararnos para tomar el día en que menos lo esperemos.

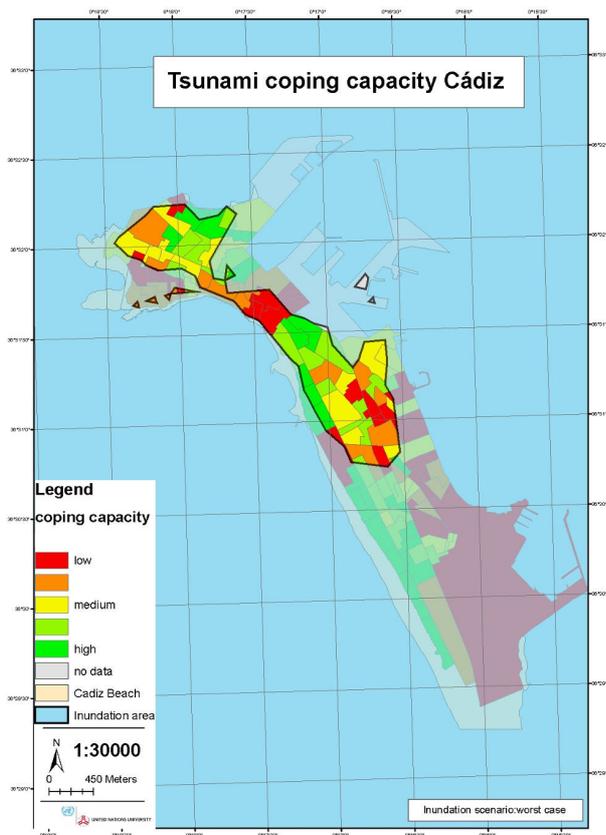


Fig. 6. Plano elaborado por el Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria con las áreas inundables en el peor escenario o *worst case* para un maremoto similar al de 1755 en la ciudad de Cádiz.

Referencias.

ANÓNIMO. «An Account of the Earthquake at Lisbon, 31st March 1761: In a Letter from thence, dated the 2d April 1761, to Joseph Salvador, Esq; F.R.S.». En: *Philosophical Transactions*, vol. LII, 1761, págs. 141-142.

ANÓNIMO. *Noticia breve de el Terremoto y salida del Mar que se experimentó en esta Ciudad de Cadiz el día de Todos los Santos, primero de Noviembre de 1755*. Cádiz: Imprenta Real de Marina, 1755, 8 págs.

ANÓNIMO. *Nueva relacion y curioso romance en que se declara el mas lastimoso suceso, que ha sucedido en la Ciudad de Cadiz, donde se cuenta por extenso el grande estruendo, y tragedias, que han ocasionado el Temblor de Tierra, y Tormenta de Mar, con muchas muertes repentinas, como lo verá el curioso Lector: sucedió en este presente año de 1755, el día 1 de noviembre*. Sevilla: con licencia de Joseph Padrino, 1755, 4 págs.

BEWICK, B. «An account of the Earthquake at Cadiz, Novem. 1, 1755, in a Letter from Mr. Benjamin Bewick, Merchant there, to Mr. Joseph Paice, Merchant in London». En: *Philosophical Transactions*, vol. XLIX, parte I, 1755, págs. 424-427.

CARBONEL Y BORJA, A. «Razón de las circunstancias del terremoto acaecido en Cádiz a primero de noviembre de 1755 hallándose el día en la mayor serenidad. Por D.A.C.B. como testigo de vista.». En: *Memorial Literario o Biblioteca Periódica de Ciencias y Artes*, Madrid, tomo VII, 1806, págs. 200-207.

D.N.N. (identidad anónima). *Copia de una carta, que escribió D.N.N. a un Amigo suyo, dandole cuenta del Terremoto, y Retirada del Mar, acaecidos en Cadiz Sabado primero de Noviembre de 1755*. Cádiz: Imprenta Real de Marina, 1755, 8 págs.

MARTÍNEZ SOLARES, J.M. *Los efectos en España del terremoto de Lisboa (1 de noviembre de 1755)*. Madrid: Ministerio de Fomento, Dirección General del Instituto Geológico Nacional, 2001, 756 págs. ISBN: 84-95172-26-7.

ROCHE, J.L. *Relación y observaciones physicas-mathematicas, y morales sobre el general terremoto y la irrupción del mar del día primero de Noviembre de este año de 1755, que comprehendió à la Ciudad, y Gran Puerto de Santa María, y a toda la costa, y tierra firme del Reyno de Andalucía*. El Puerto de Santa María: Imprenta de la Casa Real de las Cadenas, 1756, 34 págs.

Registros de paleotsunamis en el litoral atlántico de la provincia de Cádiz: antecedentes del maremoto de 1755

Francisco Javier Gracia Prieto

*Departamento de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales
Universidad de Cádiz*

Resumen

El litoral atlántico gaditano está expuesto a la principal zona sismogénica del Golfo de Cádiz, como es el Banco de Goringe y alrededores, al SW del cabo de San Vicente. La actividad sísmica energética, capaz de generar tsunamis, se remonta a épocas geológicas pasadas, y de hecho se han registrado depósitos de tsunami pleistocenos en distintos puntos del litoral gaditano. No obstante, los eventos más recientes han podido borrar los registros de otros más antiguos y de hecho los registros de tsunamis más generalizados corresponden al evento energético más reciente, de 1755. En cualquier caso, existe un abundante registro morfosedimentario de tsunamis históricos anteriores a 1755 a lo largo del litoral atlántico gaditano, desde hace 4.000 años hasta la actualidad, que permiten estimar un periodo de retorno de grandes tsunamis de entre 700 y 1500 años. No obstante, algunos datos aportados por diversos autores llevan a pensar que quizá este periodo habría que reducirlo a apenas 700 años o menos.

Palabras clave: tsunamis, provincia de Cádiz, Holoceno, historia, época romana.

1. El marco geodinámico y el registro histórico de tsunamis

Tanto el tsunami de 1755 como otros anteriores y posteriores a él están ligados a la actividad sísmica de un conjunto de accidentes tectónicos submarinos localizados al SW de Portugal. Las tensiones y esfuerzos que periódicamente generan terremotos de gran magnitud en esa zona oceánica están relacionados con el movimiento de las placas europea y africana, y con la expansión del fondo oceánico Atlántico, que continúa en la actualidad y previsiblemente persistirá durante los próximos tiempos geológicos. En el océano Atlántico el límite entre las placas europea y africana se resuelve mediante una larga falla transformante (Falla de las Azores), de dirección E-W, asociada a la expansión oceánica y que presenta una tasa de movimiento de 5-10 mm/año. A unos 300 km del cabo de San Vicente (SW de Portugal), en torno al Banco de Goringe, el movimiento lateral E-W cambia a una compresión en dirección NW-SE, como consecuencia de la colisión entre las placas europea y africana, que en la actualidad presenta una velocidad de

unos 5 mm/año (Oliveira, 2008). A este cambio en la dirección de los esfuerzos tectónicos se asocia un conjunto de al menos 5 grandes fallas inversas de dirección aproximada NE-SW localizadas al oeste y SW del cabo de San Vicente. Algunas de ellas, como la Falla del Banco de Goringe o la Falla Horseshoe, presentan una gran longitud, superior a los 120 km (Zitellini et al., 2004), lo cual suele ser indicativo de una gran intensidad sísmica potencial.

En este caso estamos ante un marco geodinámico que viene actuando desde muy antiguo y que, por la geometría y características geológicas de la zona, podemos asegurar que seguirá funcionando de la misma manera durante cientos de miles o millones de años en el futuro. No obstante, el comportamiento sísmico de estas fallas no es sencillo de conocer, y de hecho existen todavía muchas incertidumbres sobre la mecánica de sus movimientos. En cualquier caso, se trata de un sistema tectónico activo con grandes periodos de aparente tranquilidad separados por episodios sísmicos muy energéticos. Existe controversia sobre cuál puede ser el periodo de recurrencia de es-

tos importantes episodios de actividad, y si la recurrencia es la misma para cada una de las principales fallas involucradas en la zona de inestabilidad. Aparte de estudios cinéticos sobre la dinámica de las placas en torno a todas estas fallas, una forma de aproximación al problema es considerar qué eventos energéticos destructivos han afectado a las costas del SW de Iberia durante épocas históricas y estimar así, al menos indirectamente, un periodo de retorno aproximado.

En cualquier caso, la única manera de conocer con fiabilidad el periodo de retorno de los grandes eventos tsunamigénicos en la región es tener un buen número de datos históricos, el mayor posible, de manera que se pueda observar si realmente existe una periodicidad en su ocurrencia o no.

La primera dificultad con que nos encontramos es que, por tratarse de eventos muy separados en el tiempo, para tener un número abundante de datos históricos tenemos que remontarnos a épocas antiguas e intentar reconocer huellas o registros que dejaron estos eventos. Suele suceder que los eventos energéticos erosionan el litoral, borrando o distorsionando las huellas que dejaron eventos anteriores. Y cuantos más eventos sucedan, más probabilidad hay de que se borren totalmente las huellas de los más antiguos. Solo excepcionalmente se observan huellas o sedimentos correspondientes a tsunamis muy antiguos, como los que forman los acantilados de Torre Bermeja (figura 1) y de Torre del Puerco, en Chiclana, que se remontan a tiempos Plio-Pleistocenos (Gutiérrez-Mas y Mas, 2010, 2013). Pero lo habitual es que ese registro histórico antiguo quede muy fragmentado o haya sido borrado, lo cual reduce el número de registros a los tiempos geológicos más recientes, generalmente unos pocos miles de años.

La segunda dificultad radica en la correcta interpretación y uso de los registros existentes. La naturaleza de los registros históricos dejados por tsunamis puede ser variada, tanto erosiva como sedimentaria (figura 2). En unos casos es relativamente sencillo asignar los registros a eventos de tsunamis históricos, pero existen otros casos en que los depósitos son muy similares a los dejados por temporales

marítimos y su interpretación como tsunamigénicos puede llevar a error, añadiendo más eventos al listado de los que realmente ocurrieron. Además, aunque la asignación a un tsunami histórico sea indudable, a veces es difícil conocer el momento exacto en que ocurrió, ya que la datación de los depósitos o de las formas no siempre es fácil ni fiable.



Fig. 1. Localización de los principales topónimos gaditanos usados en el texto.

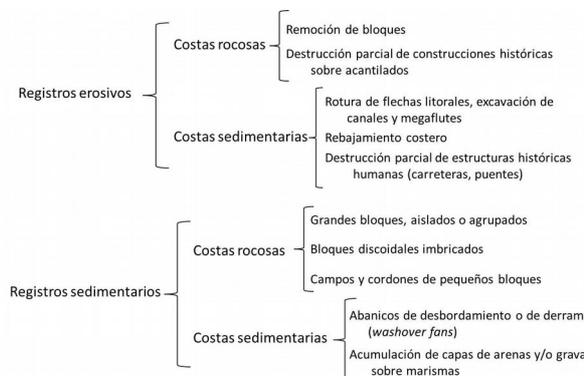


Fig. 2. Clasificación de tipos de registro morfosedimentario de tsunamis históricos (modificado de Gracia et al., 2006).

Por último, a todos estos inconvenientes se une la profunda transformación sufrida por algunos tramos de la costa suratlántica española en las últimas décadas, que ha llevado a la destrucción de depósitos litorales en diversos lugares, entre ellos registros de tsunamis históricos previamente citados pero no estudiados con suficiente detalle. Esta urbanización y antropización costera también

dificulta mucho el estudio de depósitos enterados en las proximidades de municipios.

En suma, se trata de un trabajo difícil y a menudo contiene numerosas imprecisiones. No obstante, en las dos últimas décadas la búsqueda de registros de tsunamis históricos en las costas de Cádiz ha aumentado de manera espectacular (Reicherter et al., 2010), lo que ha hecho aumentar muy considerablemente el número de datos de que se dispone, y por tanto empezamos a estar en condiciones de poder estimar, aunque solo sea de manera preliminar, el periodo de recurrencia de los grandes tsunamis históricos que, previamente al de 1755, han afectado a la costa atlántica de la provincia de Cádiz.

2. Los registros de tsunamis históricos a lo largo del litoral atlántico gaditano

Si consideramos solamente los registros correspondientes al Holoceno (últimos 10.000 años), el listado de lugares donde se han identificado huellas correspondientes a eventos marinos energéticos que han sido interpretadas por otros autores como debidas a la acción de tsunamis es relativamente largo. La figura 1 muestra su localización a lo largo del litoral atlántico gaditano. A continuación haremos un breve repaso de las principales características de cada uno de ellos.

1) *Flecha-barrera de Valdelagrana y río San Pedro*. Esta estructura consiste en un conjunto de depósitos litorales históricos que se desarrollan al sur de la desembocadura del río Guadalete, en El Puerto de Santa María. Los depósitos forman cordones longitudinales a la costa, formados por antiguos depósitos de playas y de dunas. La datación por C14 de restos de moluscos encontrados en sus depósitos ha permitido fechar con cierta precisión la edad de los sucesivos episodios de playas históricas.

Algunos de los cordones desarrollan grandes abanicos de desbordamiento hacia el interior, con unas dimensiones que sobrepasan con mucho las de los desbordamientos actuales asociados a tormentas. La edad de los más interiores habla de un tsunami que ocurrió hace 2.300 años, en época romana (Luque et al., 2002), mientras que otros más exteriores se

han interpretado como asociados al tsunami de 1755 (Dabrio et al., 1998).

Al sur de Valdelagrana, en cordones holocenos e históricos cercanos al río San Pedro (Pinar de la Algaida) Gutiérrez-Mas et al. (2009) identificaron depósitos bioclásticos que interpretaron como producidos por varios tsunamis, fechados en torno a la Edad Media. En un trabajo posterior, Gutiérrez-Mas (2011) aporta más dataciones y elabora un cuadro sintético de los principales tsunamis registrados en sedimentos costeros de Cádiz (figura 3).

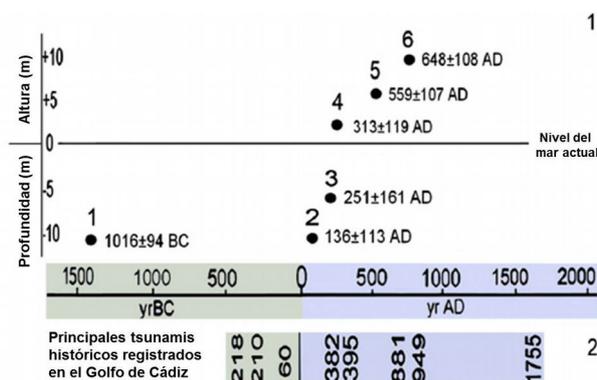


Fig. 3. Depósitos de tsunamis históricos datados en la costa de Cádiz (Gutiérrez-Mas, 2011).

Por otro lado, varios de los cordones están afectados por roturas antiguas, que luego fueron selladas por el crecimiento de nuevos cordones. Las dimensiones de las roturas hablan de eventos marinos muy energéticos, probablemente tsunamis. Su estudio gearqueológico e histórico permitió a Alonso et al. (2015) deducir la actuación de varios tsunamis históricos que afectaron a la bahía de Cádiz en los siglos VII-III a.C. y en torno al año 881 d.C., aparte del ya conocido de 1755. Cada tsunami supuso la interrupción de la sedimentación costera en Valdelagrana y el comienzo de un nuevo grupo de cordones litorales que se disponía oblicuamente al cordón anterior (figura 4).

2) *Cádiz-Camosoto*. A lo largo de todo este tómbolo se reconocen depósitos asociados fundamentalmente al tsunami de 1755. Así, la excavación de túnel del ferrocarril en la ciudad de Cádiz en 2002 permitió reconocer un depósito de apenas 30 cm de espesor de cantos discoidales perforados de gran calibre, la mayoría de más de 15 cm de diámetro, apilados e

imbricados formando un nivel localizado a unos 3 m por encima del nivel del mar y a una distancia de la costa de más de 400 m, fosilizando a yacimientos históricos del s. XVII (Gracia et al., 2006a). Más al sur, sobre la plataforma rocosa que aparece cerca de Torregorda (San Fernando), se identifica un gran bloque angular aislado, de más de 1 m de lado y alejado de la costa más de 100 m (figura 5), que solo se puede explicar por la actuación de un tsunami (Gracia et al., 2006b).

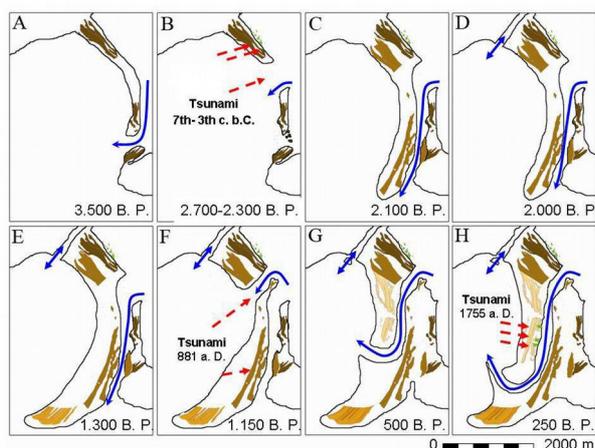


Fig. 4. Influencia de los tsunamis históricos en la evolución morfológica de la flecha-barrera de Valdelagrana durante los últimos 2.000 años (Alonso et al., 2015).



Fig. 5. Gran bloque angular sobre plataforma rocosa en San Fernando.

El nivel de cantos discoidales encontrado en Cádiz también aparece al sur de San Fernando, a lo largo de la playa de Camposoto hasta la Punta del Boquerón. Todo el sistema dunar de esta zona se apoya sobre el depósito de cantos que muy probablemente fue generado por

un tsunami, ya que se extiende desde la línea de playa hasta las orillas del caño de Sancti Petri, cubriendo una sección de más de 500 m.

3) *Castilnovo*. Luque et al. (2004) describieron unos depósitos litorales al sur de Conil, en Conilete-playa de Castilnovo, ubicados unos 300 m tierra adentro y característicos de abanicos de desbordamiento o de derrame asociados a un tsunami, que estos autores identifican con el de 1755. Sin embargo, un estudio más reciente y exhaustivo de Gutiérrez-Mas et al. (2016) entre Castilnovo y Conil reconoce depósitos de tsunamis de edades anteriores, probablemente eventos que ocurrieron entre 869 a.C. y 22 d.C., aparte de los generados por el de 1755.

4) *Trafalgar*. El cabo de Trafalgar incluye distintos depósitos de tsunami a diferentes alturas, consistentes en acumulaciones de grandes bloques, que diversos autores han asociado al episodio de 1755 (Whelan y Kelleat, 2003, 2005; Alonso et al., 2004; Gracia et al., 2006). Se distinguen unos 80 grandes bloques sobre una plataforma rocosa costera, algunos de los cuales fosilizan a estructuras circulares antrópicas, usadas históricamente para la extracción de elementos constructivos (columnas, ruedas de molino), incluso una rueda de molino bien conservada y arrastrada junto con los demás bloques (figura 6). Dado que la ocupación humana en época romana era muy baja, cabe suponer que las estructuras fueron excavadas en época medieval, ya que en las proximidades (actual urbanización de Caños de Meca) existió un asentamiento musulmán que incluía mercado, mezquita, etc. Esto confirmaría que el evento responsable del emplazamiento de los bloques habría sido el de 1755, si bien este aspecto arqueológico necesita ser confirmado fehacientemente.

5) *Barbate-Zahara*. Entre Barbate y Zahara de los Atunes se extiende una zona costera de relieve bajo, alomado, que acaba en el mar en forma de un microacantilado de unos 3 m de altura, a cuyo pie se desarrolla una playa de escasa anchura (playa de Retín). En la actualidad toda la zona tiene servidumbre militar para la realización de maniobras de desembarco. El microacantilado tiene un gran interés sedimentológico y paleoambiental, ya que está excavado sobre un depósito reciente que ha

sido interpretado por diversos autores como generado por un tsunami. Se trata de un conjunto de cantos de gran energía que fosilizan a otros sedimentos más finos. Reicherter et al. (2010) consideraron que el depósito estuvo asociado al tsunami de 1755, mientras que en un estudio posterior, aplicando distintas técnicas de datación, Koster y Reicherter (2014) concluyeron que se trataba de un episodio tsunamigénico mucho más antiguo, de hace unos 4.000 años.



Fig. 6. Bloques sobre la plataforma rocosa del cabo de Trafalgar. Izquierda: bloque cubriendo parcialmente una huella de extracción histórica, probablemente medieval. Derecha: rueda de molino incluida dentro del conjunto de bloques imbricados generados por un tsunami en el lado oriental del cabo.

6) *Ensenada de Bolonia*. En esta ensenada, y en relación con los restos romanos que la ocupan (ciudad de Baelo Claudia), se han llevado a cabo numerosos estudios de carácter geoarqueológico. En los restos romanos o en sus alrededores se han identificado depósitos que podrían adscribirse a antiguos tsunamis que actuaron durante épocas históricas (entre 150 y 200 a.C., según Alonso et al., 2003; entre 1421 y 1451 d.C. según Becker-Heidmann et al., 2007). Reicherter et al. (2010) ponen en duda estos últimos datos y realizan una búsqueda de registro tsunamigénicos mediante sondeos, que resulta infructuosa. En un trabajo más reciente, Röth et al. (2015) realizan sondeos en la ciudad romana y localizan sedimentos correspondientes a un tsunami histórico que pudo tener lugar entre el 400 y 450 d.C.

Por otro lado, a lo largo del sector oriental de la ensenada, en el paraje conocido como El Lentiscar, Gracia et al. (2006a) describen un depósito de cantos imbricados que cubre una ladera hasta unos 7-8 m de altura con respecto a la playa adyacente, y que interpretan como producido muy probablemente por el tsunami de 1755 (figura 7).

7) *Playa de Los Lances*. Al oeste de Tarifa, se extiende una amplia llanura costera de carácter sedimentario en la que se reconocen tres cordones litorales holocenos separados por marismas fósiles. Los cordones, de unos 2 m de altura y 300 m de anchura, se localizan entre 1,5 y 6 m por encima de la pleamar media. Los indicadores arqueológicos permiten deducir la existencia del primer cordón entre los siglos IV a.C. y IV d.C.; el segundo cordón sería posterior y el tercero sería probablemente medieval (Gracia et al., 2006a). Estos cordones están cortados por cinco pasillos de rotura, algunos con forma de abanico de desbordamiento (figura 8), que afectan incluso al cordón más reciente.



Fig. 7. Acumulación de bloques cubriendo una ladera al este de la ensenada de Bolonia.

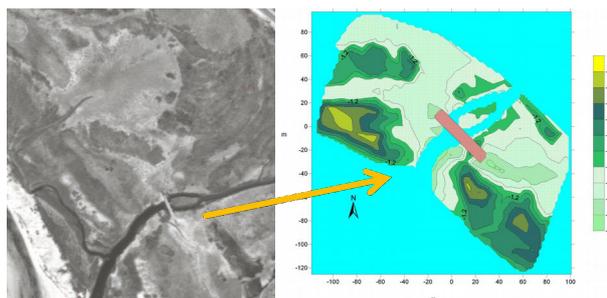


Fig. 8. Izquierda: fotografía aérea vertical de 1956 donde se observa un gran abanico de desbordamiento afectando a un cordón litoral histórico, así como el puente sobre el arroyo Salado de Tarifa. Derecha: mapa topográfico de alta resolución donde se aprecian las zonas excavadas lateralmente alrededor del puente (Gracia et al., 2006a).

En la zona central se conservan los restos de un puente construido a principios del siglo XVIII para salvar el arroyo Salado de Tarifa. Este puente se encuentra dañado, con parte de

sus muros caídos hacia tierra en sus extremos. La estructura, inicialmente apoyada sobre el cordón intermedio, está en la actualidad rodeada por dos áreas excavadas, en las que la superficie topográfica está rebajada más de 0,4 m en relación a las llanuras de marisma circundante (figura 8). Igualmente, tanto el cordón intermedio como el medieval aparecen cortados por nítidos escarpes erosivos verticales, transversales a la dirección de la playa. La calzada original del puente ha quedado así colgada más de 1 m con respecto al suelo de los dos surcos laterales. Gracia et al. (2006a) interpretan esta disposición como consecuencia de la corriente generada por una gran ola posterior a la construcción del puente, y por tanto solo atribuible al tsunami de 1755.

Estudios más recientes mucho más detallados y precisos han corroborado estas apreciaciones y han descrito depósitos típicos de tsunami en diversos sondeos realizados en la zona (Reicherter et al., 2010; Cuvén et al., 2013; Falvard y Paris, 2016), siempre asociados al último gran evento, de 1755.

8) *San Roque/Bahía de Algeciras*. Finalmente en una zona de transición hacia el Mediterráneo como es la bahía de Algeciras, Arteaga et al. (2004) describieron un depósito de tsunami de época romana. Se trata de un nivel de restos de ánforas y tejas activo entre los s. I y II en San Roque. Estos autores fechan el evento en el 60 d.C.

3. Consideraciones sobre el periodo de retorno de grandes tsunamis en el litoral gaditano.

Todos los datos anteriores muestran la gran profusión de estudios centrados en los registros de tsunamis históricos en la costa gaditana, especialmente en los últimos 10 años, con más de 20 trabajos publicados en revistas científicas de alto nivel. Nos encontramos, por tanto, en una fase de búsqueda de nuevos registros y de estudio detallado de otros descubiertos previamente, que sin duda continuará durante los próximos años, en una tendencia que también se observa para los tsunamis históricos que afectaron a la costa de Huelva.

Aunque será necesario esperar más años para tener más datos con que establecer tendencias

fiabiles, en los últimos años diversos autores han aventurado ya un posible patrón de repetición de los grandes tsunamis destructivos que periódicamente afectan a las costas gaditanas. Así, Lario et al. (2011) hicieron una recopilación bastante exhaustiva y concluyeron que probablemente el periodo de recurrencia de los grandes tsunamis que han afectado históricamente al golfo de Cádiz se sitúa en los 1.200 a 1.500 años. Ruiz et al. (2013) revisaron las dataciones C14 efectuadas por otros autores en depósitos de tsunamis en el Golfo de Cádiz, e incorporaron depósitos submarinos estudiados por otros autores (como Gràcia et al., 2010), llegando a establecer un periodo de retorno de 700-1000 años. Paralelamente, la datación de sucesivos depósitos submarinos holocenos interpretados como de origen tsunamigénico llevó a Takashimizu et al. (2016) a establecer un periodo de recurrencia de entre 1.000 y 2.000 años.

Habrà que esperar a nuevos hallazgos y sobre todo a realizar una rigurosa comparación con los registros hallados en las costas de Huelva y de Marruecos para poder establecer pautas inequívocas. Cualquier descubrimiento nuevo podría hacer cambiar el periodo de recurrencia de los autores. Como ejemplo, en la figura 9 se muestra el esquema de grandes tsunamis históricos que han afectado a las costas del Golfo de Cádiz y que elaboraron Lario et al. (2011), en el que se ha incluido un más que probable tsunami que afectó a las costas gaditanas en época medieval, lo que podría reducir el periodo de retorno a 700 años o menos. El tsunami medieval, citado por diversos autores (Gutiérrez-Mas, 2011; Alonso et al., 2015), así como varios tsunamis que ocurrieron en época romana, podrían hablar de periodos históricos de mayor actividad sismogénica, en los que los terremotos de gran magnitud serían más frecuentes, y también, por tanto, los eventos de tsunamis. La investigación está abierta y esperamos que en los próximos años podamos contar con nuevos y reveladores datos que ayuden a concretar esta importante cuestión, fundamental de cara a planificar medidas de prevención costera ante este tipo de fenómenos.

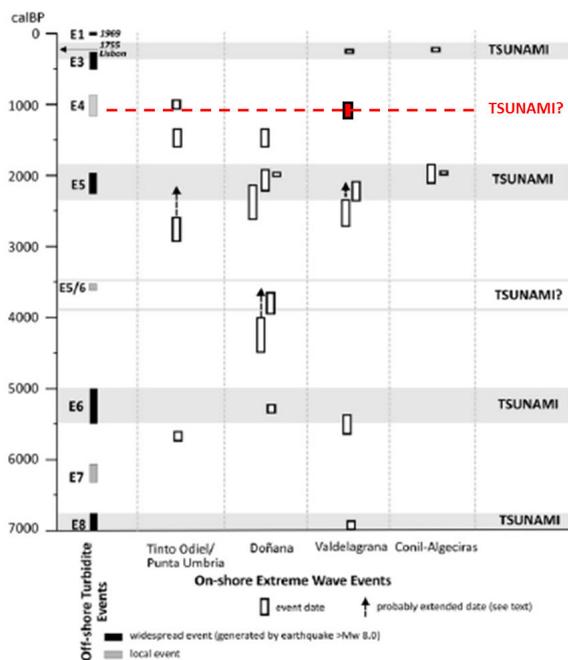


Fig. 9. Tsunamis históricos registrados en el Golfo de Cádiz (modificado de Lario et al., 2011).

Referencias.

ALONSO, C.; OJEDA, R.; MÉNANTEAU, L. y GRACIA, F.J. «Análisis geoarqueológico del sector meridional de Baelo Claudia (Tarifa, Cádiz)». En: Boletín del Instituto Andaluz del Patrimonio Histórico, 2003, núm. 43, págs. 58-74.

ALONSO, C.; GRACIA, F.J.; ANFUSO, G.; DEL RÍO, L.; BENAVENTE, J. y MARTÍNEZ, J.A. «Registro morfosedimentario de eventos históricos de alta energía en el litoral atlántico del Estrecho de Gibraltar (Trafalgar-Tarifa)». En: G. Benito, A. Díez Herrero (eds.), *Contribuciones recientes sobre Geomorfología*. VIII Reunión Nacional de Geomorfología, SEG, CSIC, Toledo, 2004, págs. 263-271.

ALONSO, C.; GRACIA, F.J.; RODRÍGUEZ-POLO, S. y MARTÍN PUERTAS, C. «El registro de eventos energéticos marinos en la Bahía de Cádiz durante épocas históricas». En: J. Rodríguez Vidal (ed.), *Eventos energéticos marinos históricos y ocupación costera en el Golfo de Cádiz*. En: Cuaternario y Geomorfología, 2015, núm. 29 (1-2), págs. 95-117.

ARTEAGA, C. y GONZÁLEZ, J.A. «Presencia de materiales marinos y dunares sobre un alfar romano en la Bahía de Algeciras (Cádiz,

España)». En: G. Benito, A. Díez Herrero (eds.): *Contribuciones recientes sobre Geomorfología*. VIII Reunión Nacional de Geomorfología, SEG, CSIC, Toledo, 2004, págs. 393-400.

BECKER-HEIDMANN, P.; REICHERTER, K. y SILVA, P.G. «¹⁴C dated charcoal and sediment drilling cores as first evidence of Holocene tsunamis at the Southern Spanish coast». En: Radiocarbon, 2007, núm. 49 (2), págs. 827-835.

CUVEN, S.; PARIS, R.; FALVARD, S.; MIOT-NOIRAULT, M.; BENBAKKAR, M.; SCHNEIDER, J.L. y BILLY, I. «High-resolution analysis of a tsunami deposit: Case-study from the 1755 Lisbon tsunami in southwestern Spain». En: Marine Geology, 2013, núm. 337, págs. 98-111.

DABRIO, C.J.; GOY, J.L. y ZAZO, C. «The record of the tsunami produced by the 1755 Lisbon earthquake in Valdelagrana spit (Gulf of Cádiz, southern Spain)». En: Geogaceta, 1998, núm. 23, págs. 31-34.

FALVARD, S. y PARIS, R. «X-ray tomography of tsunami deposits: Towards a new depositional model of tsunami deposits». En: Sedimentology (en prensa), 2016.

GRACIA, F.J.; ALONSO, C.; BENAVENTE, J.; ANFUSO, G.; DEL RÍO, L.; MEDINA, J.M. y MUÑOZ, J.J. «Direcciones de llegada del tsunami de 1755 a la costa gaditana a partir de datos geomorfológicos y arqueológicos». En: A. Pérez Alberti y J. López Bedoya (eds.): *Geomorfología y territorio*, Universidad de Santiago de Compostela, 2006a, págs. 1023-1037.

GRACIA, F.J.; ALONSO, C.; BENAVENTE, J.; ANFUSO, G. y DEL RÍO, L. «The different coastal records of the 1755 tsunami waves along the south Atlantic Spanish coast». En: Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband, 2006b, núm. 146, págs. 195-220.

GRÀCIA, E.; VIZCAÍNO, A.; ESCUTIA, C.; ASIOLI, A.; RODÉS, A.; PALLÀS, R.; GARCÍA-ORELLANA, J.; LEBREIRO, S. y GOLDFINGER, C. «Holocene earthquake record offshore Portugal (SW Iberia): testing turbidite paleoseismology in a slow-conver-

gence margin». En: *Quaternary Science Reviews*, 2010, núm. 29, págs. 1156-1172.

GUTIÉRREZ-MAS, J.M. «Glycymeris shell accumulations as indicators of recent sea-level changes and high-energy events in Cadiz Bay (SW Spain)». En: *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2011, núm. 92, págs. 546-554.

GUTIÉRREZ-MAS, J.M.; JUAN, C. y MORALES, A. Evidence of high-energy events in shelly layers interbedded in coastal Holocene sands in Cadiz Bay (south-west Spain). En: *Earth Surface Processes and Landforms*, 2009, núm. 34, págs. 810-823.

GUTIÉRREZ-MAS, J.M. y MAS, R. «Lithofacies and origin of a deposit of large boulders in the coast of Cadiz (SW Spain). Evidence of an event of high energy during the Pleistocene». En: *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2010, núm. 23 (1-2), págs. 23-36.

GUTIÉRREZ-MAS, J.M. y MAS, R. «Record of very high energy events in Plio-Pleistocene marine deposits of the Gulf of Cadiz (SW Spain): facies and processes». En: *Facies*, 2013, núm. 59, págs. 679-701.

GUTIÉRREZ-MAS, J.M.; GÓMEZ FERNÁNDEZ, V.; GARCÍA LÓPEZ, S.; MORALES, J.A. e IBÁÑEZ AGEITOS, J.M. «Comparative analysis of the deposits left by the tsunami that followed to the Lisbon earthquake (1755 AD) on the Castilnovo Beach and the old tuna factory of la Chança (Conil de la Frontera, SW Spain)». En: *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2016, 29 (1), págs. 21-33.

KOSTER, B. y REICHERTER, K. «Sedimentological and geophysical properties of a ca. 4000 year old tsunami deposit in southern Spain». En: *Sedimentary Geology*, 2014, núm. 314, págs. 1-16.

LARIO, J.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; SILVA, P.G.; BARDAJÍ, T.; CABERO, A. y DABRIO, C.J. «Holocene palaeotsunami catalogue of SW Iberia». En: *Quaternary International*, 2011, núm. 242, págs. 196-200.

LUQUE, L.; LARIO, J.; CIVIS, J.; SILVA, P.G.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; DABRIO, C.J. «Sedimentary record of a tsunami during Roman times, Bay of Cadiz, Spain». En: *Journal of*

Quaternary Science, 2002, núm. 17, págs. 623-631.

LUQUE, L.; ZAZO, C.; LARIO, J.; GOY, J.L.; CIVIS, J.; GONZÁLEZ-HERNÁNDEZ, F.M.; SILVA, P.G. y DABRIO, C.J. «El efecto del tsunami de 1755 en el litoral de Conil de la Frontera (Cádiz). Zona Arqueológica 4». En: *Miscelánea en Homenaje a Emiliano Aguirre. V-I, Geología*, 2004, págs. 72-82.

OLIVEIRA, C.S. «Lisbon earthquake scenarios: A review on uncertainties, from earthquake source to vulnerability modelling». En: *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 2008, núm. 28, págs. 890-913.

REICHERTER, K.; VONBERG, D.; KOSTER, B.; FERNÁNDEZ-STEEGER, T.; GRÜTZNER, C. y MATHER-SCHMIDT, M. «The sedimentary inventory of tsunamis along the southern Gulf of Cádiz (southwestern Spain)». En: *Zeitschrift für Geomorphologie*, 2010, núm. 54 (suppl. 3), págs. 147-173.

RÖTH, J.; MATHES-SCHMIDT, M.; GARCÍA JIMÉNEZ, I.; ROJAS, F.J.; GRÜTZNER, C.; SILVA, P.G. y REICHERTER, K. «The Baelo Claudia tsunami hypothesis - results from a multi-method sediment analysis of late-Roman deposits (Gibraltar Strait, Southern Spain)». En: *6th INQUA International Workshop on Active Tectonics, Paleoseismology and Archaeoseismology*, Pescina, Italy, 2015.

RUIZ, F.; RODRÍGUEZ-VIDAL, J.; ABAD, M.; CÁCERES, L.M.; CARRETERO, M.I.; POZO, M.; RODRÍGUEZ-LLANES, J.M.; GÓMEZ-TOSCANO, F.; IZQUIERDO, T.; FONT, E. y TOSCANO, A. «Sedimentological and geomorphological imprints of Holocene tsunamis in southwestern Spain: An approach to establish the recurrence period». En: *Geomorphology*, 2013, núm. 203, págs. 97-104.

TAKASHIMIZU, Y.; KAWAMURA, R.; RODRÍGUEZ-TOVAR, F.J.; DORADOR, J.; DUCASSOU, E.; HERNÁNDEZ-MOLINA, F.J.; STOW, D.A.V.; ÁLVAREZ-ZARIKIAN, C.A. «Reworked tsunami deposits by bottom currents: Circumstantial evidences from Late Pleistocene to Early Holocene in the Gulf of Cádiz». En: *Marine Geology*, 2016, núm. 377, págs. 95-109.

WHELAN, F. y KELLETAT, D. «Analysis of tsunami deposits at Cabo de Trafalgar, Spain, using GIS and GPS technology». En: *Essener Geographische Arbeiten*, 2003, núm. 35, págs. 11-25.

WHELAN, F. y KELLETAT, D. «Boulder deposits on the Southern Spanish Atlantic coast: Possible evidence for the 1755 AD Lisbon Tsunami?». En: *Science of Tsunami Hazards*, 2005, núm. 23, págs. 25-38.

ZITELLINI, N.; ROVERTE, M.; TERRINHA, P.; CHIERICI, F.; MATIAS, L.; RIBEIRO, A. et ál. «Neogene through Quaternary tectonic reactivation of SW Iberian passive margin». En: *Pure and Applied Geophysics*, 2004, núm. 161, págs. 565-587.

Registros de paleotsunamis en las costas del litoral atlántico de la provincia de Huelva: antecedentes del maremoto de 1755

Joaquín Rodríguez Vidal

*Departamento de Ciencias de la Tierra
Universidad de Huelva*

Resumen

Al estabilizarse el nivel del mar con la llegada del máximo flandriense las costas onubenses del golfo de Cádiz comenzaron a regularizarse con la formación de islas barrera y flechas litorales, que favorecieron la sedimentación y relleno de los estuarios. Mientras se gestaba esta nueva fisonomía del litoral se han registrado 16 tsunamis históricos que han dejado su huella sobre esas nuevas formaciones costeras en forma de «tsunamitas», cuya identificación se complementa e interrelaciona con los registros de turbiditas holocenas depositadas en sus hipotéticos epicentros submarinos.

Las evidencias geológicas de los tsunamis en las costas se manifiestan en forma de grandes bloques rocosos, formación de lóbulos o abanicos arenosos de desbordamiento o depósitos de gravas y restos de fauna marina propia de mar abierto, que hacen posible su datación. Una de las primeras evidencias estudiadas fue la del terremoto del «Lacus Ligustinus» (218-209 a.C.) en la flecha de Punta Umbría y en la desembocadura del Guadalquivir. Aunque estos eventos de alta energía tienen baja recurrencia en el Golfo de Cádiz, no deben ser obviados ni minimizados.

Palabras clave: paleotsunamis, tsunamitas, turbiditas, maremoto de 1755, costas de Huelva.

1. Introducción.

En la mente de todos están los recientes tsunamis de Indonesia en el 2004 y el de Japón en 2011, que causaron enormes destrozos, pérdidas económicas y un número de víctimas estimadas en torno a 280.000 y 20.000, respectivamente. El primero de ellos fue provocado por el tercer terremoto más grande jamás registrado y se considera la mayor catástrofe natural de la historia, con más de dos millones de personas desplazadas en más de diez países del sudeste asiático y del África oriental. Por su parte, el terremoto y tsunami de Japón fue mucho mayor que el que se podría haber esperado en esta zona, dadas sus características geológicas, lo que dio lugar a que, pese a las medidas de prevención, la catástrofe afectara incluso a la central nuclear de Fukushima, con los efectos contaminantes por todos conocidos y aun no bien evaluados.

Si pensamos en las costas de la Península Ibérica, el golfo de Cádiz sería donde cabría esperar tsunamis de mayor peligrosidad e

inundabilidad, aunque afortunadamente producidos con menor frecuencia (Carreño, 2005). En este sentido, son bien conocidos los devastadores efectos causados por el tsunami que acompañó al gran terremoto de Lisboa, ocurrido el 1 de noviembre de 1755. Este fenómeno está catalogado como la mayor catástrofe natural que ha afectado a Europa en su historia reciente, dejando una huella en la memoria colectiva de los habitantes de estas costas que ha perdurado en el tiempo.

2. Rasgos geomorfológicos del golfo de Cádiz en la costa de Huelva.

Las costas onubenses del golfo de Cádiz se caracterizan en general por ser costas bajas y arenosas y por la existencia de unos elementos geográficos que bien podrían ser los protagonistas del relieve del sector, como son los estuarios. Estas morfologías son entrantes marinos generados como consecuencia de la inundación de las desembocaduras fluviales por la transgresión flandriense; es decir, por la elevación del nivel del mar tras la finalización

del último periodo glaciario. Este ascenso eustático se produjo, de forma más o menos continuada, desde hace unos 18000 años hasta hace unos 6500 años, momento conocido como máximo flandriense. En esos momentos, el aspecto que presentaba el litoral del golfo de Cádiz debía ser el de una costa muy irregular, con grandes entrantes y promontorios, resultado de la inundación de los tramos bajos de los valles fluviales (fig. 1 superior). Una vez estabilizado el nivel del mar, los distintos agentes (olas, mareas y corrientes) comenzaron a actuar y a remodelar la costa, tendiendo a su regularización (fig. 1 intermedia).

De esta forma, tuvo lugar una erosión en los salientes rocosos, lo que generó acantilados, y relleno sedimentario en los entrantes. Esto último se realizó mediante la construcción de barreras de arena aisladas (islas barrera), o adosadas a un margen del entrante marino (flechas litorales). Así pues, el crecimiento de estas formaciones arenosas fue cerrando los entrantes y aislándolos de la influencia directa del mar, lo que conllevó su colmatación por sedimentos finos, aportados por los ríos y redistribuidos por las mareas; estos rellenos dieron lugar a las actuales marismas (fig. 1 inferior). La colmatación de estos espacios interiores como son los estuarios, se vio acelerada a partir del siglo II d.C., debido a la intensificación de las explotaciones mineras, agrícolas y forestales durante época romana.

3. Tsunamis históricos y prehistóricos.

La situación geodinámica descrita anteriormente para este sector del golfo de Cádiz existe desde hace millones de años y persistirá, posiblemente, durante muchos millones más. Esto implica que la generación de tsunamis se ha producido a lo largo del tiempo y se ha debido repetir de una forma más o menos constante, además de ser un proceso que se seguirá repitiendo en el futuro.

El registro de estos grandes terremotos submarinos se realiza por medio de las evidencias geológicas y, sobre todo, gracias a los sedimentos movilizados por las grandes olas tsunamigénicas y redistribuidos en la costa o a cierta distancia hacia el interior; es lo que conocemos como «tsunamitas». Se localizan, principalmente en: 1) zonas submarinas, como

avalanchas y deslizamientos profundos, 2) zonas litorales, con remoción de cantos y bloques en costas rocosas y sedimentos más finos de playas-dunas, todo ello con los consiguientes cambios del paisaje y su morfología y 3) zona continental, con capas de pocos centímetros de sedimentos arenosos que tapizan de forma tenue y discontinua las zonas topográficas más bajas.

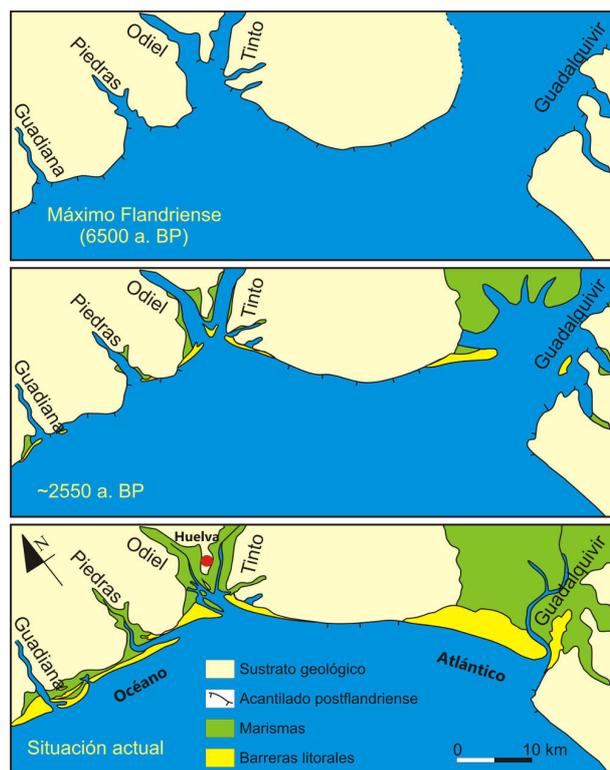


Fig. 1. Evolución de las costas onubense del litoral del golfo de Cádiz, desde el máximo flandriense hasta la actualidad.

Estas tsunamitas, evidentemente, están relacionadas con el nivel actual de las aguas marinas y oceánicas; es decir, que sólo deberían representar una historia paleosísmica que no iría mucho más allá de los últimos 6.000 años –aunque puedan existir excepciones en otras costas del mundo.

En estudios minuciosos de las crónicas históricas se han encontrado referencias de 16 tsunamis que afectaron la costa atlántica ibérica desde el año 218 a.C. hasta el año 1848 de nuestra era (Galbis, 1932; Campos, 1991). Tal y como se refleja en la tabla 1.

Evidentemente, la simple referencia histórica no nos habla de su posible magnitud ni de

otros parámetros físicos, sino sólo de su existencia y del territorio o lugar donde se reconoció. Este registro de posibles tsunamis históricos puede completarse en la actualidad con los estudios de sondeos oceánicos en los fondos abisales portugués y español (fig. 2).

Tsunamis históricos	Zona afectada
218-216 a.C.	Cádiz
210-209 a.C.	Cádiz
60 a.C.	Portugal y Galicia
382 d.C.	Portugal
881	Cádiz
949	Portugal
1531	Lisboa-Sur Portugal
1722	Sur Portugal
1731	Cádiz
1755	Portugal y Sur España
1756	Portugal
1761	Lisboa-Galicia
1816	Portugal
1848	Portugal

Tabla 1. Tsunamis históricos en la Península Ibérica.

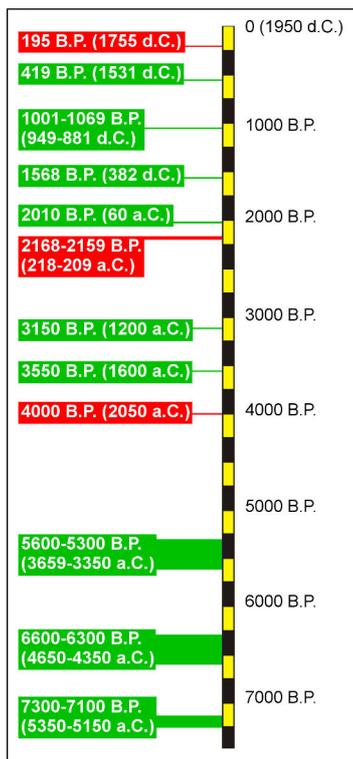


Fig. 2. Escala temporal con los distintos tsunamis registrados en la costa atlántica ibérica. En rojo grandes tsunamis y en verde eventos menores (modificado de Ruiz et al., 2006).

Teniendo en cuenta estos dos registros se han llegado a diferenciar hasta diez niveles de turbiditas holocenas, depositadas en las llanuras abisales, que se sitúan en las proximidades del límite actual entre las placas Europea y Africana.

En la zona de la falla del Marqués de Pombal (fig. 3) se han diferenciado cuatro turbiditas, extraídas de un sondeo de 4 m de longitud, que se intercalan con hemipelagitas y flujos detríticos (Vizcaíno et al., 2006). El emplazamiento de estas capas debe haber sido motivado por eventos sísmicos, más que por cambios del nivel del mar (Lebreiro et al., 1997). El espesor de cada turbidita no suele estar relacionado con la intensidad del terremoto, tal como se ha demostrado por el registro del terremoto de Lisboa de 1755 en la llanura abisal de Horseshoe (fig. 3), con una capa de menos de 20 cm de espesor.



Fig. 3. Posibles localizaciones del epicentro del terremoto de Lisboa de 1755, según distintos autores. Registro costero publicado de tsunamitas y sus principales rangos texturales.

La edad calibrada de las tres capas superiores de turbiditas (3348-3084 a.C., 47 a.C.-61 d.C. y 1755 d.C.) coincide con el registro morfosedimentario de las tsunamitas en la costa atlántica ibérica (3400-3200 a.C., 60 a.C., 1755 d.C.). Consecuentemente, es posible establecer una relación inicial entre los depósitos costeros y los marinos profundos (Gràcia et al., 2010), aunque todavía es prematuro el uso de estos últimos como indicadores exclusivos de paleotsunamis.

Las evidencias geológicas emergidas se suelen encontrar, sobre todo, en medios litorales di-

versos (fig. 3). Así, en costas rocosas y acantiladas la energía de las olas tsunamigénicas puede mover bloques rocosos de grandes dimensiones y colocarlos en posiciones no habituales (imbricados, volcados, elevados, etc.). En costas donde existen barreras litorales, como flechas o islas-barrera, los tsunamis pueden romper dichas formaciones y depositar el material entre éstas y el continente, formando lóbulos o abanicos de desbordamiento. En costas bajas, con formaciones mareales (marismas, llanuras fangosas, estuarios, etc.), las olas generadas por los tsunamis pueden transportar materiales más gruesos, como arenas o gravas y depositarlos sobre los finos, cubriéndolos y sepultando, a veces, suelos con vegetación u otros tipos de restos continentales (p.e. arqueológicos). Estos materiales más gruesos pueden ir acompañados por restos de fauna marina más propia de mar abierto, fauna que puede ser macroscópica (conchas de bivalvos, gasterópodos, etc.) o microscópica (foraminíferos, ostrácodos, etc.). La existencia de los restos orgánicos hace posible su datación absoluta mediante métodos radiométricos, fundamentalmente Carbono 14, con lo cual es posible obtener una sucesión espacio-temporal de eventos ocurridos en estas zonas y con ello poder realizar cálculos estadísticos sobre su sucesión y repetición.

No obstante, y a pesar de lo dicho anteriormente, los estudios geológicos sobre registros de tsunamis necesitan una mayor profundización y especialización, aunque han experimentado un incremento notable en la última década. Dicho avance debe realizarse sobre todo en lo referente a la diferenciación de los efectos geomorfológicos y sedimentológicos producidos por estos eventos y aquellos otros producto de la actividad de temporales y tormentas (Nott, 2003).

4. El tsunami del Lacus Ligustinus (218-209 a.C.).

Hasta hace pocos años, el interés por el estudio geológico de posibles antiguos tsunamis atlánticos, previo al de Lisboa de 1755, era escaso. La primera cita sobre un gran evento marino de gran energía fue el inicialmente sugerido en el estuario de Huelva (Rodríguez-Vidal, 1987), entre hace 2.500 y 2.000 años, como consecuencia de la ruptura morfológica

de la flecha de Punta Umbría. Posteriormente, varias publicaciones han evidenciado este evento en distintos lugares de la costa atlántica (Luque et al., 2001, 2002; Silva et al., 2015, entre otros), hasta que finalmente ha sido asimilado a un tsunami que se produjo a finales del siglo III a.C., posiblemente entre el 218 y 209 a.C. (Rodríguez-Vidal et al., 2011), coincidiendo con la Segunda Guerra Púnica. Silva et al. (2015) proponen denominarlo como «Lacus Ligustinus Earthquake», utilizando para ello el nombre del antiguo lugar geográfico donde se han recogido la mayor parte de sus evidencias geológicas (Rodríguez-Vidal et al., 2011).

La historia arqueológica de este evento aún no ha sido descubierta ni investigada en ciudades costeras y portuarias de la época (Rodríguez-Vidal et al., 2015), a pesar de coincidir con momentos históricos de gran importancia para los últimos asentamientos fenicio-púnicos del sur de Iberia (Gómez et al., 2015).

Este evento del 218-209 a.C. afectó en gran medida a los estuarios del Golfo de Cádiz, como el del Guadalquivir (fig.4), donde el impacto de las olas entrantes y su posterior retirada produjeron erosión frontal y transversal en las barreras litorales (flechas de Doñana y de La Algaida), dando lugar a acantilados rectilíneos e incisiones. Las dunas litorales también fueron erosionadas y se generaron depósitos de desbordamiento, deltas de reflujo, capas de arena dentro del estuario y posteriores playas de conchas y gravas a lo largo de las orillas del entrante marino. La inundación se adentró más de 16 km hacia el interior del estuario (Rodríguez-Vidal et al., 2011), haciendo que algunos asentamientos pre-romanos fueran abandonados, como el de La Algaida. En el resto del litoral, los daños producidos en los asentamientos costeros fueron evidentes, ya que cesaron sus actividades industriales y pesqueras, mientras que aquellos situados más hacia el interior tuvieron una continuidad histórica no accidentada (Gómez et al., 2015).

En el resto de antiguos estuarios de la costa onubense se han encontrado y publicado evidencias sedimentarias de este tsunami histórico, pero no se han realizado aún estudios gearqueológicos que nos cuenten los cambios paleogeográficos generados por este evento

energético y sus consecuencias en los asentamientos humanos costeros.

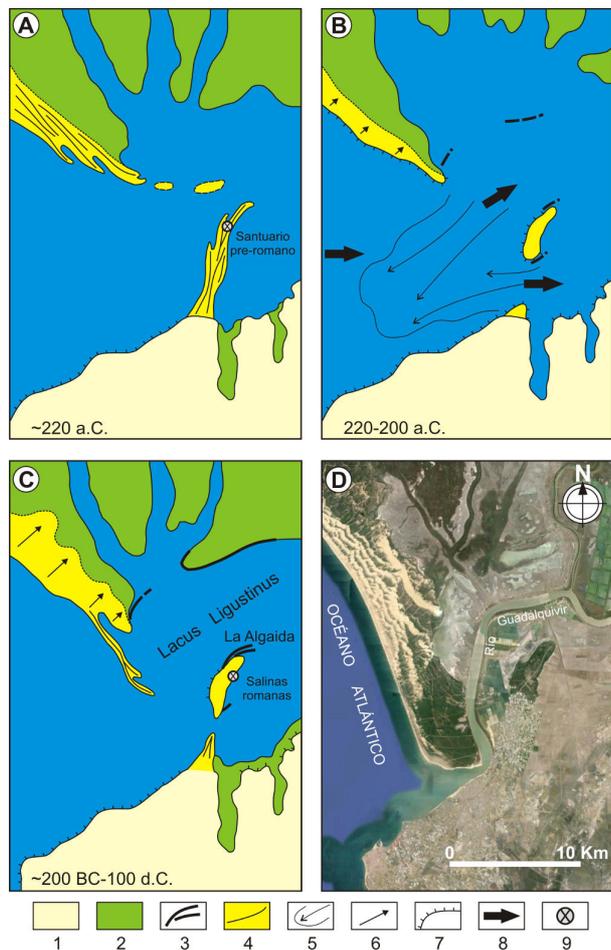


Fig. 4. Tsunami del 218-209 a.C. en la desembocadura del Guadalquivir y su evolución morfodinámica: A) situación pre-tsunami; B) resultado del tsunami y situación unos años después; C) situación post-tsunami con el Lacus Ligustinus romano; D) foto actual (Google Earth). Leyenda: 1) sustrato geológico; 2) marismas; 3) crestas de playa generadas durante y tras el tsunami; 4) barreras arenosas; 5) deltas de reflujo; 6) dunas transgresivas; 7) erosión con formación de acantilados más o menos desarrollados; 8) sentido de entrada del tsunami; 9) asentamientos humanos (modificado de Rodríguez-Vidal et al., 2011).

5. Tsunamis prehistóricos y su recurrencia.

Esta zona del golfo de Cádiz puede clasificarse como tsunamigénica de probabilidad baja, es decir, es un área donde potencialmente se generan tsunamis, aunque muy espaciados en el tiempo. De todas formas, esta baja probabilidad no debe ser obviada ni minimizada, dado los efectos destructivos que un solo evento de esta magnitud puede tener, sobre todo si tene-

mos en cuenta el actual grado de ocupación y uso del litoral atlántico.

Hasta el presente, y aun sin saber la localización precisa de la zona epicentral ni los mecanismos que han producido los terremotos submarinos en el Golfo de Cádiz, es evidente que esta región es geodinámicamente capaz de generarlos. Los terremotos tsunamigénicos hasta ahora reconocidos en la región son el de Lisboa de 1755 y el del Lacus Ligustinus del 218-209 a.C.

Otros eventos anteriores se han registrado geológicamente en depósitos al pie de acantilados, como el estudiado por Koster y Reicherter (2014) entre Barbate y Zahara de los Atunes (Cádiz), con una edad aproximada de 4.000 años. Este mismo evento ha sido identificado en sondeos en el Parque Nacional de Doñana, además de otros dos más con edades en torno a 3.550 años y 3.150 años (Rodríguez-Ramírez et al., 2015), aunque dichos autores los clasifican de forma generalista como eventos por «olas extremas» (EWE, por sus siglas en inglés). En este sentido, en muchos casos, es muy difícil diferenciar los registros sedimentarios de tsunamis y de grandes episodios de tormentas, ya que los materiales removilizados pueden ser semejantes (Lario et al., 2010).

El conocimiento de todos estos eventos extraordinarios permite aproximarse estadísticamente a su periodo de recurrencia, es decir, el lapso temporal en el que un evento de estas mismas características podría volver a repetirse. Así, algunos autores hablan de entre 1.200 y 1.500 años (Lario et al., 2011) y otros lo acortan a 700-1.000 años (Ruiz et al., 2013). No obstante, para poder precisar más, sería necesario tener un mayor conocimiento de las fuentes de estos tsunamis, así como de sus características, edades e incluso de la realidad de algunos de los registros sedimentarios identificados como tsunamitas.

Referencias.

CAMPOS, M.L. «Tsunami hazard on the Spanish coasts of the Iberian Peninsula». En: *Science of Tsunami Hazards*, 1991, núm. 9, págs. 83-90.

CARREÑO, E. «La peligrosidad de tsunamis en las costas españolas simulaciones». *Enseñanzas de las Ciencias de la Tierra*, 2005, vol. 13 (1), págs. 60-64.

GALBIS, R.J. *Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 58E y 208W de Greenwich y los paralelos 458 y 258N*. Madrid: Dirección General del Instituto Geográfico, Catastral y de Estadística, 1932, 807 págs.

GÓMEZ, F.; ARRUDA, A.M.; RODRÍGUEZ-VIDAL, J.; CÁCERES, L.M. y RUIZ, F. «Eventos marinos de alta energía y cambios traumáticos en los asentamientos costeros del Suroeste de la Península Ibérica». *En: Cuaternario y Geomorfología*, 2005. vol. 29 (1-2), págs. 57-74.

GRÀCIA, E.; VIZCAINO, A.; ESCUTIA, C.; ASIOLI, A.; RODÉS, A.; PALLÀS, R.; GARCIA-ORELLANA, J.; LEBREIRO, S. y GOLDFINGER, C. «Holocene earthquake record offshore Portugal (SW Iberia): testing turbidite paleoseismology in a slow-convergence margin». *En: Quaternary Science Reviews*, 2010, núm. 29, págs. 1156-1172.

KOSTER, B. y REICHERTER, K. «Sedimentological and geophysical properties of a ca. 4000 year old tsunami deposit in southern Spain». *En: Sedimentary Geology*, 2014, núm. 314, págs. 1-16.

LARIO, J.; LUQUE, L.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; SPENCER, C.; CABERO, A.; BARDAJÍ, T.; BORJA, F.; DABRIO, C.J.; CIVIS, J.; GONZÁLEZ-DELGADO, J.A.; BORJA, C. y ALONSO-AZCÁRATE, J. «Tsunami vs. storm surge deposits: a review of the sedimentological and geomorphological records of extreme wave events (EWE) during the Holocene in the Gulf of Cadiz, Spain». *En: Zeitschrift für Geomorphologie*, 2010, vol. 54 (suppl. 3), págs. 301-316.

LARIO, J.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; SILVA, P.G.; BARDAJÍ, T.; CABERO, A. y DABRIO, C.J. «Holocene palaeotsunami catalogue of SW Iberia». *En: Quaternary International*, 2011, núm. 242, págs. 196-200.

LEBREIRO, S.M.; MCCAIVE, N. y WEAVER, P.P.E. «Late Quaternary turbidite emplace-

ment on the Horseshoe abyssal plain (Iberian Margin)». *En: Journal of Sedimentary Research*, 1997, núm. 67, págs. 856-870.

LUQUE, L.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; DABRIO, C. y SILVA, P.G. «Tsunami deposits as palaeoseismic indicators: examples from the Spanish coast». *En: Acta Geológica Hispánica*, 2001, núm. 36, págs. 197-211.

LUQUE, L.; LARIO, J.; CIVIS, J.; SILVA, P.G.; ZAZO, C.; GOY, J.L. y DABRIO, C.J. «Sedimentary record of a tsunami during Roman times, Bay of Cádiz, Spain». *En: Journal of Quaternary Science*, 2002, núm. 17, págs. 623-631.

NOTT, J. «Tsunami or storm waves? Determining the origin of a spectacular field of wave emplaced boulders using numerical storm surge and wave models and hydrodynamic transport equations». *En: Journal of Coastal Research*, 2003, vol. 19 (2), págs. 348-356.

RODRÍGUEZ-RAMÍREZ, A.; PÉREZ-ASENSIO, J.N.; SANTOS, A.; JIMÉNEZ-MORENO, G.; VILLARÍAS-ROBLES, J.J.R.; MAYORAL, E.; CELESTINO-PÉREZ, S.; CERRILLO-CUENCA, E.; LÓPEZ-SÁEZ, J.A.; ÁNGEL LEÓN, A. y CONTRERAS, C. «Atlantic extreme wave events during the last four millennia in the Guadalquivir estuary, SW Spain». *En: Quaternary Research*, 2015, vol. 83 (1), págs. 24-40.

RODRÍGUEZ-VIDAL, J. «Modelo de evolución geomorfológica de la flecha litoral de Punta Umbría, Huelva, España». *En: Cuaternario y Geomorfología*, 1987, vol. 1, págs. 247-256.

RODRÍGUEZ-VIDAL, J.; RUIZ, F.; CÁCERES, L.M.; ABAD, M.; GONZÁLEZ-REGALADO, M.L.; POZO, M.; CARRETERO, M.I.; MONGE, A.M. y GÓMEZ, F. «Geomarkers of the 218-209 BC Atlantic tsunami in the Roman Lacus Ligustinus (SW Spain): a palaeogeographical approach». *En: Quaternary International*, 2011, vol. 242, págs. 201-212.

RODRÍGUEZ-VIDAL, J.; CAMPOS CARRASCO, J. y CÁCERES PURO, L.M. «Eventos marinos y asentamientos costeros en el suroeste de Iberia». *En: Cuaternario y Geomorfología*, 2015, vol. 29 (1-2), págs. 5-18.

RUIZ, F.; ABAD, M.; RODRÍGUEZ-VIDAL, J.; CÁCERES, L.M.; CARRETERO, M.I. y POZO, M. *The geological record of tsunamis in the southwestern Iberian Margin during the last 7000 years*. InternacionaI Symposium in Marine Sciences, Libro de Resúmenes, 2006, 199 págs.

RUIZ, F.; RODRÍGUEZ-VIDAL, J.; ABAD, M.; CÁCERES, L.M.; CARRETERO, M.I.; POZO, M.; RODRÍGUEZ-LLANES, J.M.; GÓMEZ-TOSCANO, F.; IZQUIERDO, T.; FONT, E. y TOSCANO, A. «Sedimentological and geomorphological imprints of Holocene tsunamis in southwestern Spain: An approach to establish the recurrence period». En: *Geomorphology*, 2013, núm. 203, págs. 97-104.

SILVA, P.G.; BARDAJÍ, T.; ROQUERO, E.; MARTÍNEZ-GRAÑA, A.; PERUCHA, M.A.; HUERTA, P.; LARIO, J.; GINER-ROBLES, J.L.; RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A.; PÉREZ-LÓPEZ, R.; CABERO, A.; GOY, J.L. y ZAZO, C. «Seismic paleogeography of coastal zones in the Iberian Peninsula: Understanding ancient and historic earthquakes in Spain». En: *Cuaternario y Geomorfología*, 2015, vol. 29 (1-2), págs. 31-56.

VIZCAÍNO, A.; GRÀCIA, E.; PALLÁS, R.; GARCÍA-ORELLANA, J.; ESCUTIA, C.; CASAS, D.; WILMOTT, V.; DÍEZ, S.; ASIOLI, A. y DAÑOBEITIA, J.J. «Sedimentology, physical properties and ages of mass-transport deposits associated to the Marqués de Pombal Fault, Southwest Portuguese Margin». En: *Norwegian Journal of Geology*, 2006, núm. 86, págs. 177-186.

¿Qué es un tsunami?: importancia de la educación ciudadana

Gregorio Gómez Pina

*Dr. Ingeniero de Caminos, Canales y Puertos, MSc. Ocean Engineering.
Jefe del Servicio de Proyectos y Obras. Demarcación de Costas de Andalucía Atlántico.
Profesor Asociado de la Escuela Politécnica Superior de Algeciras (UCA).*

Resumen

Un tsunami es, posiblemente, el mayor suceso catastrófico conocido en la historia moderna si nos atenemos, por ejemplo, a lo ocurrido en el Índico en diciembre 2004, en donde hubieron más de 250.000 fallecidos en diferentes lugares costeros por la acción de varias olas espaciadas. En este artículo se revisan varios tsunamis importantes y sus consecuencias, como los de Hawái en 1946 y 1960, el del Índico en 2004, Chile en 2010 y Japón en 2012, así como los avisos de tsunamis que no llegaron a la costa del archipiélago hawaiano entre 2010 y 2012, extrayéndose consecuencias importantes desde el punto de vista de la educación ciudadana, algo todavía no asumido en el litoral español y en particular en el Golfo de Cádiz, lugar donde podría repetirse.

Palabras clave: tsunami, maremoto de 1755, tsunamis en Hawái, Índico y Japón, Centro de Alerta de Tsunamis del Pacífico (Pacific Tsunami Warning, Center, PTWC), educación ciudadana, hidrodinámica de tsunamis, onda solitaria.

1. ¿Por qué escribo sobre los tsunamis?

Debo confesar que la primera vez que oí la palabra tsunami fue cuando llegué a estudiar al Departamento de Ocean Engineering de la Universidad de Hawái, en julio de 1982. Una de las primeras visitas fue al Look Laboratory, el laboratorio asociado a ese Departamento, y allí nos explicaron que su nombre fue debido al recuerdo de un empleado del Distrito de Ingeniería de Honolulu, que falleció mientras trabajaba como consecuencia del tsunami de 1960, el segundo acaecido en esa zona después del de 1946. También tuve la oportunidad de «esperar» la posible llegada de un tsunami en un piso 22 de la zona de Waikiki, tras un «tsunami warning», que nunca llegó. Durante la carrera nunca escuché ese fenómeno y a lo más lo oí mencionar, posteriormente, cuando se hablaba del origen de la flecha del Rompido, en la Costa de Huelva. Fue a raíz de la tremenda catástrofe del tsunami de Indonesia en las Navidades de 2004, en donde fallecieron más de 250.000 personas, cuando me propuse divulgar este fenómeno tan catastrófico, y que por otro lado era bien conocido históricamente en la ciudad de Cádiz, con motivo del maremoto de 1755, no así en el resto

del país. El tsunami de Japón en 2011 corroboró lo que todos sabemos, que aunque no es un fenómeno frecuente, no debe olvidarse. Sin embargo, y a pesar del excelente funcionamiento de los sistemas de alarma allí desarrollados, la magnitud del suceso y el poco tiempo de reacción por su cercanía hicieron que existieran numerosas víctimas, prácticamente inevitables. Algo diferente a lo que sucedió en el Índico, en donde podía haberse minimizado el número de fallecidos, si hubiera existido más conciencia ciudadana sobre este evento, como describiremos más adelante, en particular en Sri Lanka.

Fruto de ese interés, escribí diversos artículos divulgativos en la prensa local y he dado un número importante de conferencias en distintos centros, colegios e institutos, y siempre lo incluyo en mi programa de la asignatura de Ingeniería de Puertos y Costas. De las encuestas allí realizadas puedo concluir que, fruto de las dos catástrofes del Índico y de Japón, así como de la más reciente de Chile, la ciudadanía empieza ya al menos a considerarlo como un daño potencial, aunque todavía muy lejano. Es en la ciudad de Cádiz, el 1 de noviembre, día de Todos los Santos, cuando se aviva más

su recuerdo en los titulares de los periódicos, al celebrar la efeméride del maremoto de Cádiz de 1755, y en donde se celebra la entrañable procesión del barrio de La Viña. Pasado esa fecha, pienso que el suceso vuelve a caer en el olvido, hasta el año siguiente.

2. ¿Qué es un maremoto o tsunami?

Podemos decir que es un conjunto de olas generadas por un desplazamiento vertical muy brusco de un gran volumen de agua. El origen puede ser diverso: un terremoto en el fondo del mar (de magnitud superior a 6,5 en la escala de Richter), un deslizamiento submarino, la caída de un meteorito, una erupción volcánica, un deslizamiento costero o el derrumbe de un glaciar de grandes dimensiones. Los tres últimos casos corresponderían a tsunamis de carácter local. Se necesita por tanto un gran volumen de agua, que perturbe la «tranquila» superficie del mar. Fruto de esa perturbación se producen un conjunto de ondas circulares que se propagan a gran velocidad, al igual que sucedería, a modo de símil, si arrojamos una piedra en un estanque. El hecho de que las ondas avancen en forma circular añade una peligrosidad adicional importante a este fenómeno, pues se desplaza en todas direcciones, no como el oleaje, que solamente avanza en una dirección desde la zona donde se ha generado. La palabra *tsunami*, de origen japonés, viene de la composición de las palabras *tsu* (puerto) y *nami* (ola), es decir «ola que llega a los puertos». En España se utiliza la palabra «maremoto».

3. ¿Por qué es tan dañino un tsunami?

Podemos afirmar, sin equivocarnos, que es el fenómeno natural más dañino existente, muchísimo más que su terremoto asociado, habiendo producido las mayores catástrofes de la historia moderna. Así, el tsunami del Índico, con una, dos o tres olas, bastó para causar 250.000 muertos en regiones separadas miles de kilómetros. Afortunadamente, son sucesos muy poco frecuentes y ocasionan daños económicos y medioambientales enormes, existiendo no obstante un desconocimiento social de la potencialidad de su daño. Si se han producido, sabemos que volverán a pasar, pero no sabemos cuándo; no existen eventos suficientes para la extrapolación de un

régimen extremal, al menos en la zona de la falla de las Azores. Quizás sí en Japón, en donde han sido más frecuentes. A pesar del esfuerzo y el avance que se ha tenido por primera vez, por parte del Gobierno en sacar una Directriz Básica sobre cómo actuar en caso de la presentación de un maremoto, de alguna forma seguimos «mirando para otro lado», en tanto no se asuman las medidas de protección y educación ciudadana en las comunidades autónomas potencialmente afectables, con la debida financiación económica para su implantación real. No se explica que dicho suceso catastrófico no se incluya dentro del desarrollo curricular en Andalucía, por ejemplo.

4. Reflexiones de tsunamis acaecidos recientemente y su aplicación a la educación ciudadana en nuestro país.

a) Tsunami del Índico 2004: el caso de Sri Lanka. Desconocimiento de cómo actuar.

En Sri Lanka, hubo 38.000 muertos, 92.000 casas destruidas y 40.000 desplazados. Lo llamativo fue que hubo tiempo suficiente para haber avisado a la población, ya que la primera ola arribó una hora después de que se iniciase el terremoto submarino; y la segunda, la más perniciosa, media hora después. Además se produjo un signo indicativo de la proximidad del tsunami al estar bajando la dársena del puerto de Galle durante diez minutos. No cabe duda de que se olvidó el pasado histórico, ya que hacía algo más de 2.000 años hubo un gran tsunami, como aparece reflejado en las leyendas y grabados budistas. En 1883, hubo otro tsunami motivado por la erupción del Krakatoa, que también causó daños.

La tragedia del tren de Kahawa, en donde hubo 1.500 fallecidos, pudo haberse evitado con un mínimo de educación ciudadana relacionada con la llegada de un tsunami. Se trataba de un día vacacional y el tren iba —como es costumbre en ese país— cargado al máximo, discurriendo a unos 200 metros de la línea de orilla. La primera ola llegó a las 09:15, con una altura de ola de solo 1,5 m, suficiente para impactar sobre el tren, que se paró, pero sin producirse daños. En lugar de reaccionar con la máxima rapidez, evacuando los vagones, ante la posibilidad de la llegada de una

segunda ola, el 90% del pasaje permaneció dentro del tren, colocando a los niños sobre el techo. La segunda ola, que llegó media hora después, fue de unos 5 metros, sobrepasando el techo de los vagones, de 4,7 metros de altura, volcando éste y causando numerosos muertos.

Resumiendo: con un mínimo de conocimiento de cómo actuar ante la llegada de un tsunami, se podrían haber evitado la mayoría de las víctimas, al disponerse de media hora para evacuar la zona y alcanzar puntos altos. El olvido de que estos fenómenos sucedieron en el pasado hizo que casi nadie supiese cómo reaccionar ante este mortífero suceso. Las figuras siguientes complementan lo hasta aquí expuesto.

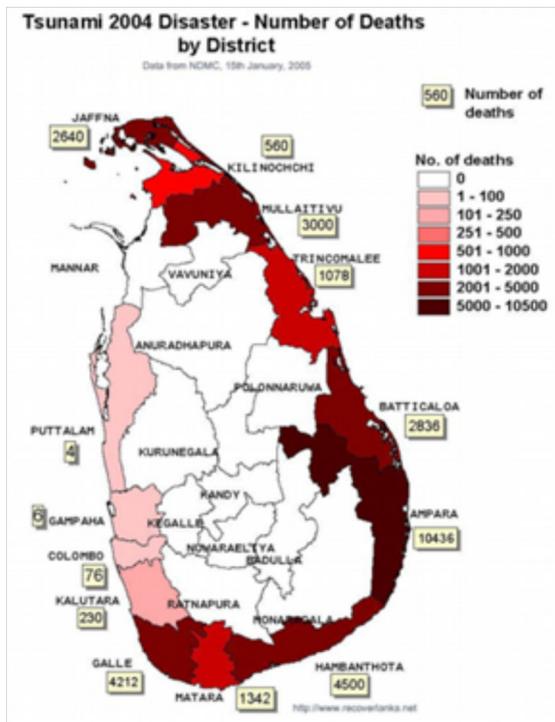


Fig. 1. Número de fallecidos por distritos. Tsunami 2004, Sri Lanka.

b) Tsunami del Japón: alta concienciación ciudadana.

En Japón, a excepción de la falta de planificación territorial para la central nuclear de Fujiyama, los sistemas de alerta funcionaron muy bien y la concienciación ciudadana ante estos eventos fue muy alta. Sin embargo, la magnitud del tsunami y la cercanía de su foco hizo que en general el tiempo de respuesta

fuera demasiado pequeño, algo por otro lado inevitable. También, las dimensiones de las olas sobrepasaron los edificios diseñados para refugio de los ciudadanos en zonas donde era difícil encontrar puntos altos.

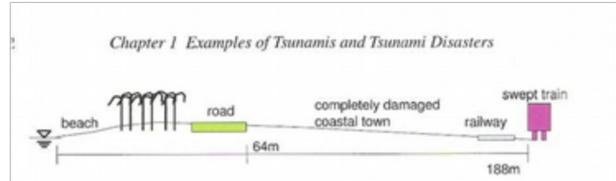


Fig. 1.38 Topography of the land around the train disaster.

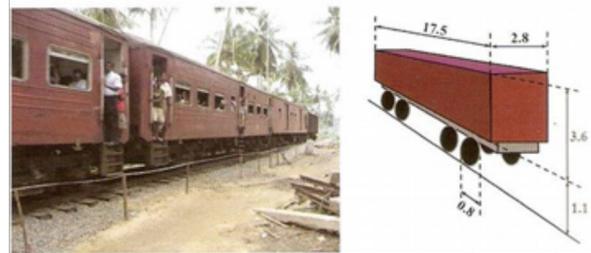


Fig. 1.39 Typical train in the Kahawa District (April 20, 2006).

Fig. 2. Topografía del terreno y esquema de dimensiones del tren.



Fig.3. Situación tras el segundo impacto.

Aún con una alta concienciación ciudadana, como fue el caso de la ciudad de Minami-Sanriku y con compuertas anti-tsunamis y edificios de evacuación vertical, la magnitud de la ola destructiva, superior a la del tsunami anterior, el de Chile de 1960, causó enormes daños materiales y humanos.

Resumiendo: en Japón, con una alta educación para estos sucesos, se consiguió minimizar el número de víctimas. Si sucedieron tantas fue por el poco tiempo de respuesta existente. Vemos que las precauciones nunca

deben ser mínimas, y en ese sentido Japón está diseñando nuevos edificios de evacuación vertical más altos y con arreglo a las últimas normas resistentes obtenidas de la experiencia de esta catástrofe. Las siguientes fotos resumen gráficamente lo explicado.



Fig. 4. Estado de las compuertas anti-tsunami en Mina-mi-Sanriku, de 8 metros de altura, a donde llegaron olas de 12 metros.



Fig. 5. Edificio de evacuación vertical en Minami-Sanriku.

c) El caso de Hawaii: varios tsunamis que marcaron la conducta ciudadana y la normalidad en los procesos de evacuación.

Hamai sufrió el terremoto de Alaska, en 1946, que tardó varias horas en llegar a sus islas, fruto del cual se creó, en 1948, el Centro de Alertas de Tsunamis del Pacífico (Pacific Tsunami Warning Center, PTWC) con personal altamente especializado, trabajando 24 horas al día todo el año. El centro comercial destruido en Hilo se volvió a levantar. Posteriormente hubo otro tsunami, en 1960, con motivo del

conocido Tsunami de Chile, el de mayor magnitud conocido: 8,5 Richter. Aunque el aviso se dio 6 horas antes y llegó solo con un minuto de desfase, muchos ciudadanos fueron al centro de la ciudad a ver si era verdad, resultando en total 61 fallecidos, la mayoría de los cuales podían haberse evitado. La parte reconstruida se vio nuevamente arrasada, por lo que se decidió crear una zona *buffer*, un parque, en lugar de la zona comercial.



Fig. 6. Magnitud de la inundación por el tsunami de Japón.

En 1950, a raíz de un terremoto cercano en la Isla Grande, de 7,2 grados, se produjo otro tsunami, más pequeño que los dos anteriores, en donde hubo sólo dos personas fallecidas que estaban acampando y no pudieron recibir información. Entre 2010 y 2012 sucedieron varios avisos de tsunamis, emitidos por el PTWC, que de alguna forma «acostumbraron» a los ciudadanos de las islas de Hamai, especialmente a los residentes en Oahu, a aprender a convivir con estos avisos, aunque afortunadamente nunca se presentaron olas importantes, sino manifestaciones residuales de los efectos de este fenómeno.

Así en 2010, con motivo del terremoto de Chile (8,8 grados), se produjo un *tsunami warning*, realizándose una evacuación vertical en los hoteles de Waikiki, en donde los turistas observaron cómo llegaban olas residuales sin peligro. Sí que se observó un cierto retroceso del mar en Hilo, señal de que existía un «efecto tsunami». En 2011 también se produjo una alarma con motivo del terremoto de Japón, pero que se desactivó pronto, sin consecuencias. En el 2012, como consecuencia del terremoto que se produjo en Canadá, se llega-

ron a evacuar de la ciudad de Oahu a unas 100.000 personas de la costa a áreas interiores no inundables, sin que llegaran finalmente olas importantes.



Fig. 7. Retirada del mar en el puerto de Hilo antes del tsunami.



Fig. 8. Ola llegando instantes después.



Fig. 9. Persona en el Puerto de Hilo cuando llegó la gran ola.

Resumiendo: Las islas de Hamai recibieron varios tsunamis, que de alguna forma marcaron la conducta ciudadana hacia este fenómeno en sentido positivo. Los avisos acaecidos en 200, 2011 y 2012 fueron totalmente asumi-

dos por la ciudadanía, gracias a la educación ciudadana desarrollada sobre la base de esos seis eventos ocurridos en un periodo de unos 66 años. Las figuras siguientes son representativas de parte de lo explicado en este apartado.



Fig. 10. Población local cogiendo peces al retirarse el mar en Oahu.

d) El caso de Chile: educación ciudadana desarrollada y el olvido de aviso al archipiélago de Juan Fernández.

Chile, a raíz de su maremoto de 1960 («Terremoto de Valdivia») es un país en el que las medidas de evacuación están bastante bien desarrolladas e implantadas. El terremoto de Chile de 2010 —el octavo mayor de la historia moderna—, que generó alertas en todo el Pacífico, causó enormes daños en la costa, en donde se apreciaron olas de hasta 30 metros de altura, causando 156 fallecidos por el maremoto (cifra no excesivamente alta, dadas las magnitudes de las olas). Sin embargo, un conjunto de indecisiones a la hora de transmitir los avisos, hizo que en el Archipiélago de Juan Fernández, en donde está la isla de Robinson Crusoe, pese a no sentir el seísmo, al estar a 600 km, viera arrasada su único poblado, desapareciendo dos personas, entre ellas un español. La llegada de las olas se produjo con un desfase de unos 35 minutos.

5. Hidrodinámica de los tsunamis: algunos aspectos de interés

El comportamiento hidrodinámico de un tsunami difiere en muchos aspectos al del oleaje que estamos acostumbrado a ver en la costa, y

ello es importante desde el punto de vista de prevención y educación ciudadana, que es el tema que nos concierne. En primer lugar, y conviene destacarlo, puede presentarse cualquier día y no está asociado a ninguna borrasca o mal tiempo. Tampoco llega en grupos de olas, con una cadencia o periodo. Pueden aparecer, eso sí, varias olas individuales, espaciadas del orden de 15-30 minutos entre cada una de ellas. La característica principal es que cuando se generan en alta mar –por las causas ya apuntadas– sus longitudes de onda (L) son muy grandes, del orden de 300-400 km. Asimismo, la velocidad a la que viajan en superficie (C) puede alcanzar la velocidad de un *jet* (p. ej. 700 km/h si el epicentro se produce a 4.000 m de profundidad). Sin embargo, la altura de ola (H) en altamar es muy pequeña (del orden de H = 0,5 m). Un buque lejos de la costa prácticamente no la detectaría.

Sin embargo, al acercarse a la costa, y disminuir la longitud de onda (L) y la velocidad C, se debe cumplir el principio de continuidad de la masa de agua (Q), cumpliéndose que:

$$Q = S \times V = H \times C = \text{cte}$$

Como la velocidad (C) disminuye con la profundidad (d), la altura de ola (H) debe aumentar drásticamente.

De igual forma, la longitud de onda L también disminuye, aumentando el peralte (H/L), por lo que la onda que apenas se percibe en aguas profundas (p. ej. H = 0,5 m; L = 400.000m), se deforma en otra de gran altura de ola (H = 10-30 m ; y menor longitud (L), pero suficientemente grande, p.ej. L = 4.000 m, con una velocidad (C) parecida a la de una moto náutica.

A ello hemos de añadirle, como elemento de peligrosidad, el que la onda de un tsunami no presenta senos y crestas, sino que responde al tipo de «onda solitaria», descubierta por Scott Russel (1845), que es una onda de gran longitud L (matemáticamente infinita), y que se desplaza toda ella por encima del nivel medio del mar a una velocidad C de valor:

$$C = (g (d + H))^{1/2}$$

Por tanto, la hidrodinámica de un tsunami cerca de la costa se parece más a la del cauce de un río que inunda inexorablemente todo lo que encuentra, con alturas sobre el nivel medio de en ocasiones hasta 20 metros. Pero aunque esas alturas fueran mucho menores (p. e.j, 5 metros), su peligrosidad sigue siendo más grande que la de una ola normal, pues su longitud de onda puede ser 10 veces la de una ola de tormenta, y además toda la masa de agua avanza sobre el nivel medio del mar. Un símil de la llegada de un tsunami podría estar más cerca de una inundación producida por la rotura de una presa que de la llegada de un gran temporal.

Otros aspectos a considerar es el del remonte de la masa de agua o *run-up*, que tiene una gran extensión, con una capacidad destructiva muy grande. Luego, en su retorno, el efecto suele ser todavía más perjudicial por el arrastre de todos los elementos destruidos y las corrientes y remolinos creados en el mar.

Las figuras 11 a 20 son indicativas de gran parte de lo explicado.

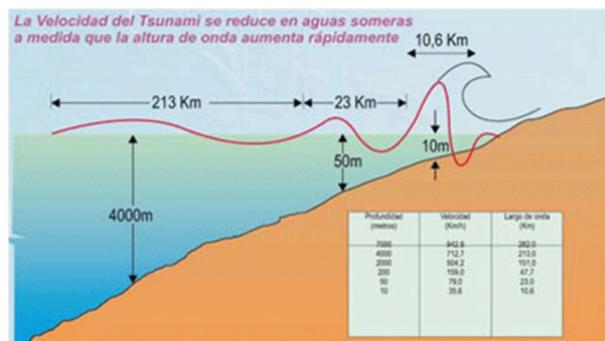


Fig. 11. Transformación de un tsunami en aguas someras.

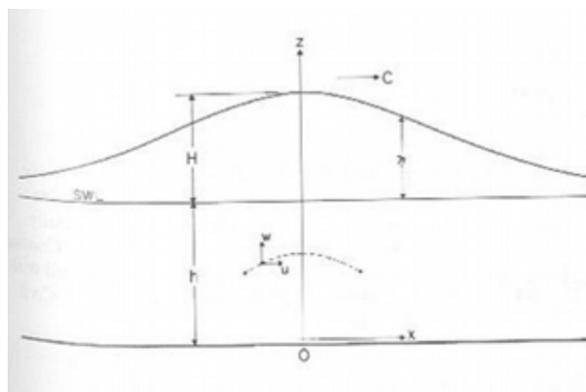


Fig. 12. Parámetros de una onda solitaria.

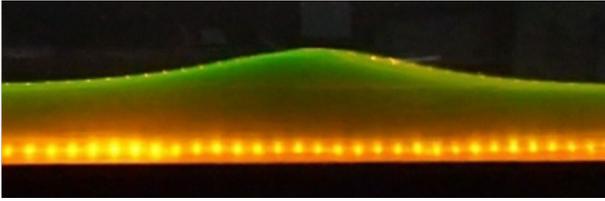


Fig. 13. Onda solitaria en un canal.

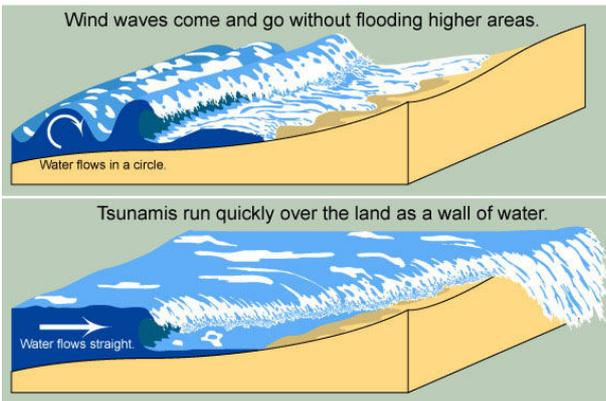


Fig. 14. Ondas de viento vs onda de tsunami.



Fig. 15. Llegada de la primera ola del tsunami de 1946 en Hilo (Hawaii).



Fig. 16. Inundación por onda de tsunami en Sri Lanka.

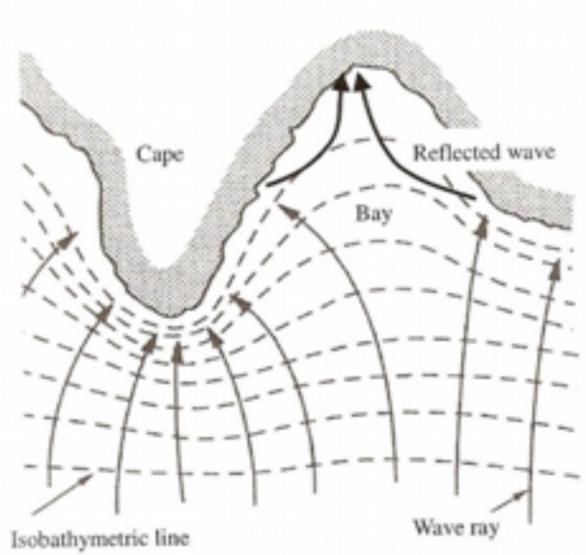


Fig. 17. Reflexión de un tsunami en la costa.



Fig. 18. Ataque de ondas de un tsunami por diferentes direcciones.



Fig. 19. Remonte del tsunami en Indonesia.



Fig. 20. Descenso del tsunami y remolinos asociados.

6. Conceptos que hay que conocer a través de la educación ciudadana ante los tsunamis.

Un resumen de normas básicas, basado en todo lo anteriormente expuesto sería el siguiente:

- a) Un tsunami puede presentarse cualquier día y está, en general, asociado a un terremoto submarino superior o igual a 6,5 grados en la escala de Richter. Una vez que se ha producido el terremoto submarino y la superficie de agua ha creado una onda circular, esta comienza a viajar inexorablemente.
- b) El que se trate de una onda circular añade el peligro de que puede desplazarse en diferentes direcciones al mismo tiempo desde el foco que se generó. Por tanto, pueden alcanzarse al mismo tiempo puntos de la costa distantes miles de kilómetros.
- c) Una onda de tsunami difiere de una onda de oleaje en que adopta la forma de una «onda solitaria», que se caracteriza por ser de una longitud muchísimo mayor, viniendo toda ella por encima del nivel medio del mar. Dicha onda, en alta mar, es prácticamente imperceptible al tener longitudes del orden de 400 km, y una altura de 0,5-1,0 m, y viajando a la velocidad de un *jet*. Sin embargo, al llegar cerca de la costa, por continuidad de la masa de agua, la altura se incrementa muchísimo (entre 5-20 m), disminuyendo mucho su longitud de onda, que podría no obstante ser del orden de 9 km (unas 15 veces mayor que la de un fuerte oleaje), y también su velocidad, aunque superior a la de un fuerte oleaje. La imagen frente a la

costa podría ser la de una enorme masa de agua (5-20 m), viajando por encima del nivel del mar sobre unos varios kilómetros de longitud (3-6 km), y a unos 50 km/h.

- d) Una vez emitida la alarma de que se ha producido un terremoto submarino superior a 6,5 grados, capaz de poder generar un maremoto, deberán esperarse los avisos correspondientes, pues la onda puede llegar debilitada a la costa.

- e) Si se siente un terremoto en la costa es aconsejable alejarse del mar y buscar un punto alto (3^{er}-4^o piso), con independencia de los avisos que puedan darse.

- f) En caso de aviso de tsunami, el lugar más seguro para los barcos es altamar, nunca cerca de la costa ni dentro de un puerto. Allí la altura de ola apenas es perceptible y deberán esperar el mayor tiempo posible, conectados por radio.

- g) Antes de la llegada de un tsunami, se suele producir una retirada «anormal» de las aguas —no confundir con una gran bajamar—, que puede durar varios minutos, dejando ver las zonas rocosas, incluso peces vivos, debiéndose evitar el acudir allí o quedarse observando tan extraño fenómeno. Por el contrario, si ello sucediera, debería procederse a evacuar el área afectada con la mayor rapidez y acudir en busca de refugio en un punto alto (tercer o cuarto piso). A título ilustrativo, en el maremoto de 1755 se produjo una retirada del mar de unos 2,5 km, produciéndose el retroceso durante unos 12 minutos, y regresando las aguas unos 8 minutos después. Es decir, se contó con unos 20 minutos, más o menos de margen, para que llegara la primera ola.

- h) También podría producirse una «subida anormal» durante varios minutos del nivel medio del mar (dependiendo de si la ola llega en seno (retirada) o en cresta (subida)). En caso de que se produzca un apilamiento sostenido del nivel del mar, resultaría alarmante, si se produjera con muy poco oleaje, ya que las agrupaciones de ola, en oleajes típicos de mar de fondo (tipo *swell*), llevan asociados una elevación del nivel medio del mar y un remonte (*run-up*) en la playa seca, del orden de un 30% de la altura de ola en rotura.

i) Los tsunamis suelen tener asociadas la llegada de varias olas, no teniendo que ser la primera la más destructiva. Dichas olas pueden estar espaciadas entre 15-60 minutos o más. Por ejemplo, en el maremoto de Cádiz la secuencia fue la siguiente: 11:10, 11:30 m, 12:00 m, 12:35 m, 13:50 m. Es decir, estuvieron viniendo olas durante unas 2 horas y 40 minutos, siendo la tercera ola la más perjudicial. En Sri Lanka, como explicamos, la segunda ola fue la que más daños causó, 30 minutos después de la primera. Estas olas pueden venir como resultado de réplicas del fondo, pero también debido a las reflexiones en los bordes costeros, por lo que pueden atacar desde diversas direcciones.

j) Las olas generadas por un tsunami pueden llegar a puntos en donde no se ha sentido el terremoto. Asimismo, penetran por difracción en zonas de por sí abrigadas, debido a su gran longitud de onda, como sucedió en Galle, Sri Lanka, en donde hubo más de 4.000 muertos.

k) Sabiendo que el ojo humano puede distinguir hasta unos 3 km de distancia una masa de agua en el horizonte, se puede demostrar que dispone entonces, solamente, de unos 3-4 minutos para alcanzar un punto alto. Nunca debe quedarse uno observando el «extraño fenómeno» que puede aparecer en el horizonte, como hicieron muchos turistas en la conocida playa de Phuket en el tsunami del Índico.

l) A efectos de educación ciudadana, con independencia de cómo se establezcan los diferentes planes de evacuación por comunidades costeras y ayuntamientos, hay que resaltar que para el caso del Golfo de Cádiz, el tiempo de llegada de un maremoto, caso de producirse en la misma ubicación que en 1755 (Falla de las Azores) es relativamente corto. A título de ejemplo, se conocen históricamente los siguientes tiempos en minutos: Lepe (30 m), Algeciras y Sancti-Petri (45 m), Huelva (55 m), El Puerto de Sta María (65 m), Sanlúcar, Ayamonte y Marbella (60 m), La Carraca y Regla (75 m), Cádiz (78 m). En Corcubión, Galicia, llegó debilitado tras 2 horas y 14 minutos.

m) Los tsunamis, al penetrar en las dársenas portuarias, tienen la potencialidad de hacerlas entrar en resonancia en alguno de sus primeros modos de oscilación, por las longitudes de

onda asociadas y las profundidades de estas. Hay que contar también con la presencia de «solitones» (ondas de menor longitud que se van desprendiendo de la onda principal), que pueden también mantener las dársenas en oscilación. Ello quiere decir que la llegada de cualquier tsunami va a poner posiblemente las dársenas portuarias en resonancia, oscilando durante muchas horas o incluso días. Ello hará que las evacuaciones por mar en las zonas portuarias sean complicadas o imposibles en tanto no disminuya su agitación interior.

7. Conclusiones finales.

- No debemos mirar para otro lado: hay que prevenir, antes que lamentar

- Hay lecciones aprendidas muy recientes de los tsunamis del Índico, Chile y Japón, de inmediata aplicación a España, en particular al Golfo de Cádiz, en donde la presentación de un maremoto como el de 1755 tendría un efecto tremendo, particularmente en cuanto a pérdidas de vidas humanas si sucediera en la época de verano y no se supiese cómo actuar con antelación.

- En Hamai se ve normal el evacuar a 100.000 residentes y turistas tras un aviso, sin que por ello afecte al sector turístico, desarrollándose en los hoteles de Waikiki, por ejemplo, ensayos de evacuación programados con los propios turistas. No debe por tanto cundir la alarma porque se señalen posibles rutas de evacuación, etc., algo normal también en Chile.

- El Golfo de Cádiz está sometido a un riesgo de tsunami, desconociéndose, eso sí, el periodo de retorno. Un periodo de retorno, de por ejemplo, 1.000 años ($T_r = 1.000$ años) significaría que, como media, dentro de esos 1.000 años existiría año a año una probabilidad de que suceda de $1/1.000 = 0,1\%$, bastante mayor que la probabilidad de, por ejemplo, acertar una quiniela sencilla.

- La aprobación de la *Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo de Maremotos*, ha sido un paso muy importante para saber que, por fin, estamos en el camino adecuado. Ahora quedará, tras la aprobación de los mapas de inundación, la

elaboración de los planes de las Comunidades Autónomas en sus respectivas fachadas marítimas, en coordinación con los Ayuntamientos costeros.

Referencias.

Coastal Engineering Journal, 2012, vol. 54, núm. 1 (2012). Special Issue on the Tohoku Tsunami. Japan Society of Civil Engineering.

MINISTERIO DEL INTERIOR. *Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo de Maremotos*. BOE núm. 279 del 21 de noviembre de 2015, sec. 1, págs. 109769-109784.

GÓMEZ PINA, G. «¿Qué es un tsunami?» En: Diario de Cádiz, 23 de enero de 2005.

GÓMEZ PINA, G. «Cómo Podemos defendernos de un tsunami?». En: Diario de Cádiz, 23 de marzo de 2005.

GÓMEZ PINA, G. «El día que el mar se tragó Cádiz». En: La Voz de Cádiz, 1 de noviembre de 2005.

GÓMEZ PINA, G., 2005. “El día que el mar se tragó Cádiz”. La Voz de Cádiz (1/11/2005)

GÓMEZ PINA, G. «El tsunami de Japón: lecciones aprendidas». En: La Voz de Cádiz, 14 de marzo de 2011.

GÓMEZ PINA, G. «Los tsunamis. ¿Motivo de preocupación en el Golfo de Cádiz?». En: La Voz de Cádiz, 11 de marzo de 2013.

MARTÍNEZ SOLARES, J.M. *Los efectos en España del terremoto de Lisboa (1 de noviembre de 1755)*. Madrid: Ministerio de Fomento, 2001, 756 págs. ISBN: 84-95.172-26-7.

RUSSEL, J.S. «Report on waves». Report of the 14th Meeting of the British Association for the Advancement of Science, York, september 1844, págs. 311-390.

SUSUMU MORATA et al. *Tsunami: to survive from tsunami*. Estados Unidos: World Scientific, Advanced Science on Ocean Engineering, vol. 32, 2010, 302 págs. ISBN: 978-981-4277-47-1.

Desarrollo de metodologías para el cálculo del riesgo por tsunami y aplicación para el caso de Cádiz

Mauricio González Rodríguez

*Instituto de Hidráulica Ambiental
Universidad de Cantabria*

[Trabajo original en colaboración con Í. Aniel-Quiroga e I. Aguirre Ayerbe]

Resumen

Europa no es ajena a los efectos de los tsunamis. Si bien nuestro mayor referente es el de Lisboa de 1755, otros episodios históricos y contemporáneos y el más reciente de Baleares con epicentro en Argelia en 2003 justifican la realización de estudios que contribuyan a reducir los efectos catastróficos de estos fenómenos naturales.

El proyecto TRANSFER fue uno de los proyectos pioneros en esta materia, que abordó la peligrosidad de los tsunamis desde una aproximación probabilista y determinista, la vulnerabilidad y el nivel de riesgo de las comunidades expuestas a estos fenómenos.

Palabras clave: mapas de riesgo de tsunamis, proyecto TRANSFER, vulnerabilidad, peligrosidad.

1. Introducción.

Los maremotos o tsunamis son fenómenos poco frecuentes pero muy destructivos que provocan daños importantes en las costas que los sufren. Eventos recientes han puesto de manifiesto la necesidad de avanzar en técnicas y metodologías que permitan la reducción del riesgo de este tipo de desastres naturales.

En 2004, un tsunami generado por un terremoto de magnitud 9 con epicentro en la costa de Indonesia se propagó a lo largo de todo el océano Índico provocando más de 200.000 víctimas. Un evento de similares características, en marzo de 2011, provocó en Japón cerca de 20.000 víctimas mortales. La diferencia existente en las consecuencias de ambos eventos, que pueden considerarse similares, está sustentada en la diferente preparación de las zonas afectadas. Mientras que en 2004 no existía ni conciencia ni preparación en la cuenca del océano Índico ante este tipo de eventos, en 2011 Japón ya era el país más preparado ante tsunamis debido a su experiencia histórica en eventos anteriores y a la concienciación de la ciudadanía ante una amenaza real y cercana.

En Europa no somos ajenos a los tsunamis. A pesar de que la recurrencia de este tipo de eventos en Europa es menor que en otras zonas del mundo como el océano Pacífico, el Atlántico norte y el Mar Mediterráneo han sido también testigos de eventos de tsunami a lo largo de la historia. Uno de los más extremos de los que se tiene registro fue el conocido como el «terremoto y tsunami de Lisboa», acaecido en 1755. En él, un terremoto de magnitud superior a 8 con epicentro en el Cabo San Vicente generó un tsunami que se propagó y alcanzó las costas de España y Portugal. En Lisboa destrozó todo lo que aún quedaba en pie tras el propio terremoto y en España afectó principalmente a las costas de Cádiz y Huelva. Más recientemente, en 2003, un terremoto de magnitud 6,3 con epicentro en la costa de Argelia provocó un tsunami de dimensiones menores que alcanzó en apenas 40 minutos las costas de Baleares provocando daños en puertos, aunque no provocaron daños personales. Estos son solo dos ejemplos de eventos que han afectado a la costa de la Península Ibérica. Su propia ocurrencia justifica la realización de estudios que busquen contribuir a la reducción de las consecuencias que un evento de estas características provocaría actualmente.

En este sentido, diversos proyectos europeos han centrado sus esfuerzos en desarrollar y aplicar metodologías con el objetivo de mitigar el riesgo ante tsunamis y colaborar en la preparación de las comunidades y poblaciones ante la eventual ocurrencia de este tipo de eventos. Uno de estos proyectos fue el TRANSFER (FP7). En este proyecto se tomó Cádiz como sitio piloto donde se aplicaron las metodologías de cálculo de riesgo desarrolladas para la elaboración de mapas de riesgo. Esta metodología, así como los mapas resultantes, son el objeto de este trabajo como parte de la conferencia sobre «el riesgo de maremotos en la Península Ibérica a la luz de la catástrofe del 1 de noviembre de 1755».

En este artículo, inicialmente se muestran aspectos de la metodología empleada, definiéndose tanto el riesgo como sus componentes. A continuación se muestra el cálculo de dichas componentes realizado para el caso de Cádiz. Y finalmente se muestran los mapas obtenidos para Cádiz en el marco del citado proyecto TRANSFER.

2. Metodología y definiciones.

El cálculo del riesgo ante tsunami en un área de estudio requiere la definición adecuada de las componentes que lo forman. Con frecuencia se emplea el término riesgo para referirse a lo que hoy se denomina amenaza o peligrosidad, y también el término vulnerabilidad se emplea, muchas veces, con el mismo significado que el de riesgo (Otero, 2008). Sin embargo, se trata de términos que implican conceptos diferentes, aunque muy relacionados. Las siguientes definiciones fueron acordadas por la UNESCO en 1979:

- *Amenaza, peligro o peligrosidad natural*: es la probabilidad de que un fenómeno natural potencialmente dañino suceda en un sector determinado y dentro de un intervalo específico de tiempo.

- *Vulnerabilidad (VR)*: se define como el grado de pérdidas que un determinado elemento o conjunto de elementos experimenta como consecuencia de un fenómeno natural de magnitud dada.

- *Riesgo en sentido estricto (Rs)*: es el grado de pérdidas esperado en un determinado elemento debido a un fenómeno natural específico de una magnitud particular y en un período de exposición determinado. El riesgo se suele expresar mediante la convolución de la peligrosidad y de la vulnerabilidad del elemento expuesto.

De esta manera se hace necesario una evaluación de la peligrosidad y la vulnerabilidad para abordar finalmente el cálculo y evaluación del riesgo.

3. Peligrosidad.

La evaluación de la peligrosidad por tsunami es una labor que requiere de alta precisión y que se lleva a cabo en base a la propagación mediante modelos numéricos de tsunamis generados a partir de terremotos. Estos modelos numéricos utilizan los parámetros que definen los mecanismos focales del terremoto generador y los datos de la topografía y la batimetría de la zona de estudio. En este caso se ha utilizado el modelo numérico C3 (Olabarrieta et al., 2011). El principal *output* o resultado de estas simulaciones numéricas es un conjunto de mapas que recogen diferentes variables como la inundación o la altura de ola del tsunami. La elaboración de estos mapas requiere de un especial cuidado, dado el impacto social y las expectativas que al final generan a todo nivel.

Existen dos aproximaciones cuando se aborda el cálculo de la peligrosidad por tsunami: la aproximación determinista y la probabilista.

3.1. Aproximación probabilista.

Por un lado, la aproximación probabilista al problema se puede explicar desde un punto de vista empírico o mediante la generación sintética de futuros escenarios de tsunami, combinando la aleatoriedad de los fenómenos involucrados con la propagación numérica de dichos eventos hacia la costa.

Diferentes autores han discutido ampliamente varios aspectos del mismo, como por ejemplo las distinciones entre incertidumbres aleatorias y epistémicas (Toro et al., 1997; Anderson y Brune, 1999; Anderson et al., 2000), la utilización de catálogos sintéticos de sismos

(Ward, 1991, 1996, 2000), el uso de métodos de Monte Carlo (Savage, 1991, 1992; Cramer et al., 1996; Ebel y Kafka, 1999), y el empleo de Árboles Lógicos (Coppersmith y Youngs, 1986).

En este caso se ha realizado una base de datos de escenarios sobre la que se ha aplicado métodos de Monte Carlo. Esta base de datos ha tenido en cuenta los siguientes elementos:

- (1) La frecuencia de sismos tsunamigénicos en la zona.
- (2) Las funciones de distribución de probabilidad de momentos M_0 .
- (3) La localización del epicentro.
- (4) Las componentes armónicas de la marea astronómica y la función de distribución de la marea meteorológica, con las cuales se define el nivel del mar en el instante de ocurrencia del evento.

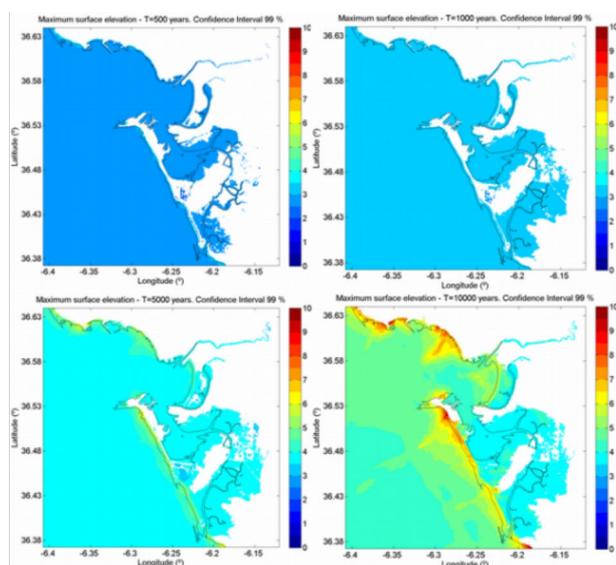


Fig. 1. Máxima elevación de onda para diferentes períodos de retorno.

Como resultado de la aplicación de los métodos de Monte Carlo sobre la base de datos de escenarios sintética generada se han obtenido mapas de inundación que muestran la peligrosidad para diferentes períodos de retorno. En la figura 1 se observa un ejemplo de los mapas probabilistas calculados como aplicación de la aproximación probabilista. En ella se mues-

tran los mapas obtenidos para períodos de retorno de 500, 1000, 5000, y 10000 años.

3.2. Aproximación determinista.

Por otro lado, la aproximación determinista se basa en el peor escenario creíble de tsunamis, el cual es usualmente seleccionado a partir de registros históricos de tsunamis en la región de estudio. Estos estudios permiten determinar las estructuras sísmicas con capacidad para generar tsunamis así como las mayores magnitudes que sus terremotos pueden alcanzar (figura 2). Para el caso de la zona de estudio estas zonas son las siguientes:

- Zona del Banco de Gorringe (GBZ).
- Zona de Horseshoe–Marqués de Pombal (HSZ).
- Zona de la Cuenca de Algarve (AZ).
- Zona del Bloque de Alborán (ABZ).

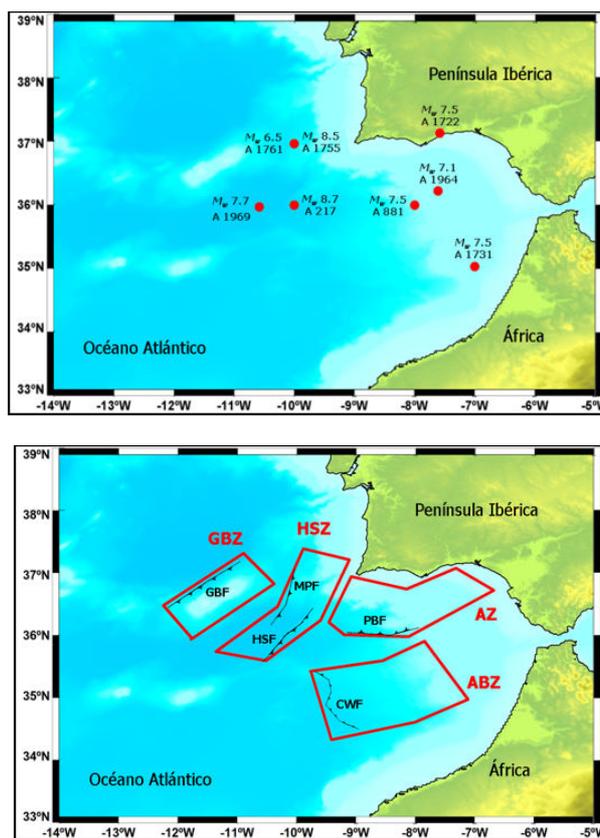


Fig. 2. Peores eventos históricos de los que se tienen constancia para la zona de estudio (arriba) y estructuras sísmicas a las que pertenecen (abajo).

Estos peores eventos son simulados numéricamente en la peor condición posible de marea,

es decir, en la pleamar viva equinoccial, de manera que el efecto del tsunami se ve añadido con la marea astronómica pésima en el área de estudio.

En el caso de la aproximación determinista, resulta útil representar estas variables en forma de mapas agregados. Estos mapas contienen para cada punto del área de estudio el peor valor de esa variable teniendo en cuenta los peores eventos considerados. Mediante estos mapas se consigue visualizar en una sola imagen la peor condición posible en cualquier punto de la costa.

No obstante, las aproximaciones determinista y probabilista son complementarias y sirven para múltiples objetivos en actividades de mitigación. En general, contar con ambas aproximaciones proporciona visiones complementarias de una misma peligrosidad. En la figura 3 se observa el mapa agregado determinista y el mapa probabilista para un período de retorno de 10.000 años.

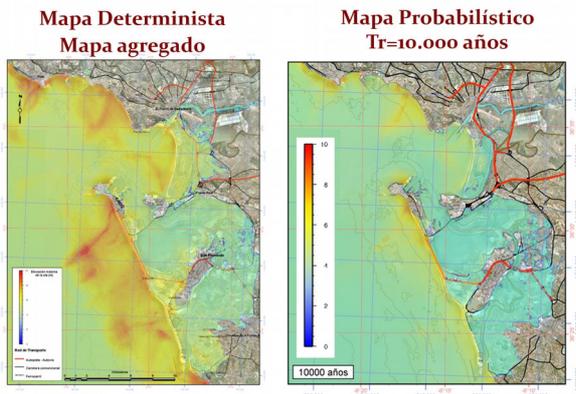


Fig. 3. Mapas de peligrosidad por tsunami para la zona de Cádiz. Determinista agregado (izquierda) y probabilista con período de retorno de 10.000 años (derecha).

Una variable interesante que define la peligrosidad y permite su categorización en niveles es la denominada «Peligrosidad por arrastre de personas», que es el producto de la velocidad de la corriente y la profundidad en cada punto. Con base en esta variable, Jonkman (2008) clasificó la peligrosidad según los siguientes valores:

Depth-velocity relation [m ² /s]	Description	Assign Score	Hazard level
< 0.6	No danger	1	Very Low
0.6 - 1.35	Danger for some	2	Low
1.35 - 2.0	Danger for most	3	Medium
2.0 - 5.0	Danger for all	4	High
> 5.0	Very dangerous	5	Very high

4. Vulnerabilidad.

El área inundada calculada anteriormente permite localizar, inventariar y caracterizar los elementos expuestos. La evaluación de la exposición identifica por tanto los elementos situados en el área de la amenaza, mientras que la evaluación de la vulnerabilidad mide aquellas características de estos elementos expuestos que los hacen susceptibles de sufrir impactos.

Para proceder a este cálculo se requiere de datos en formato SIG relativos a censos, infraestructuras existentes, zonas más expuestas, etc. Estos datos son imprescindibles para llevar a cabo la evaluación de la vulnerabilidad.

Dado que el objetivo es calcular el número de personas que se verían afectadas y el tipo de daño esperado en edificios e infraestructuras, se propone un set de indicadores para calcular la exposición y la sensibilidad ante tsunami para las dimensiones humanas y de infraestructuras, con base a los datos disponibles. Este set de indicadores se somete a varios procedimientos matemático-estadísticos con el fin de producir información comparable y combinable y está reforzado a su vez por un sistema de información geográfica que permite basar cada decisión en información geo-referenciada, siendo una herramienta esencial para la combinación de mapas parciales y particularmente útil para el modelado y planificación de la evacuación, por ejemplo.

a) Los indicadores de vulnerabilidad humana están orientados a medir las debilidades de la zona de estudio en materia de evacuación. Así se identifican el número de personas expuestas a un potencial evento de tsunami, así como el número de personas ubicadas en edificios críticos, definidos como aquellos que requieren una evacuación coordinada y planificada con anterioridad debido al gran número de personas que albergan. En este caso de estudio estos edificios críticos podrían ser lonjas, co-

mercios, centros comerciales, etc. Como ejemplo, en la figura 4 se pueden observar los mapas de vulnerabilidad humana calculados para la zona de Cádiz para un período de retorno de 5.000 años (arriba) y para el peor caso potencialmente esperable (abajo).

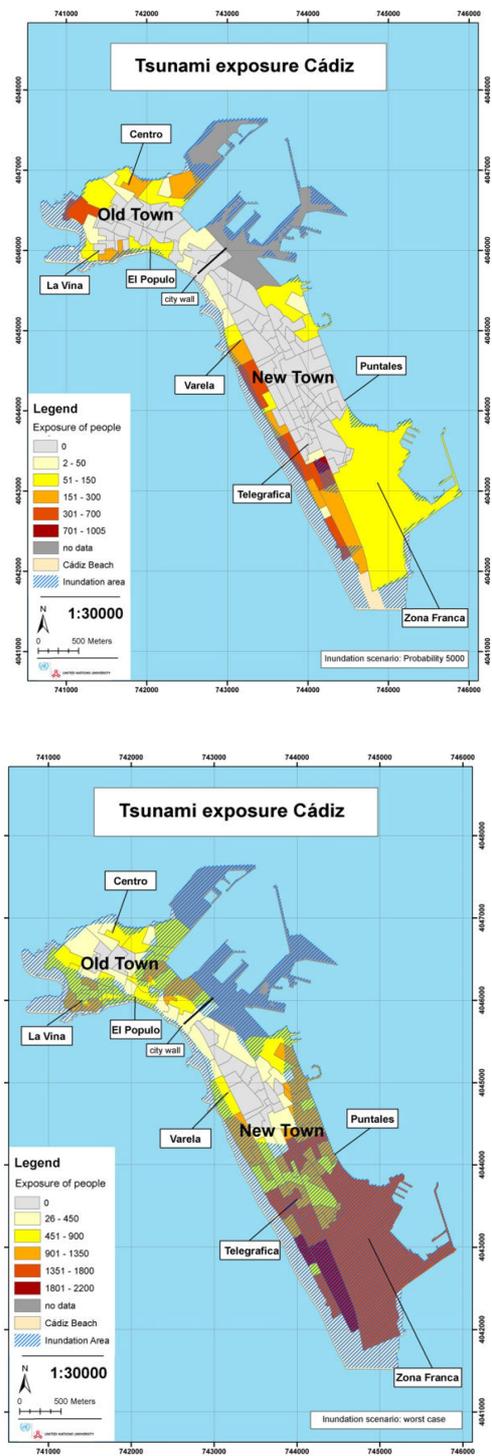


Fig. 4. Mapas de vulnerabilidad humana probabilista (período de retorno de 5.000 años) y determinista.

b) Los indicadores de vulnerabilidad de infraestructuras permiten calcular el número de infraestructuras, en función de los datos disponibles (agua, energía, combustible, transporte, industrial, emergencia, pesquera, comercial, etc.) y edificios potencialmente afectados, así como las consecuencias para la población. Se identificarán los edificios críticos (definidos anteriormente), así como aquellos edificios no adecuados para refugiar a la población en caso de tsunami, por tener un número de pisos insuficiente o a materiales de construcción frágiles. Como ejemplo, en la figura 5 se muestra el mapa de vulnerabilidad de infraestructuras para el peor caso esperable.

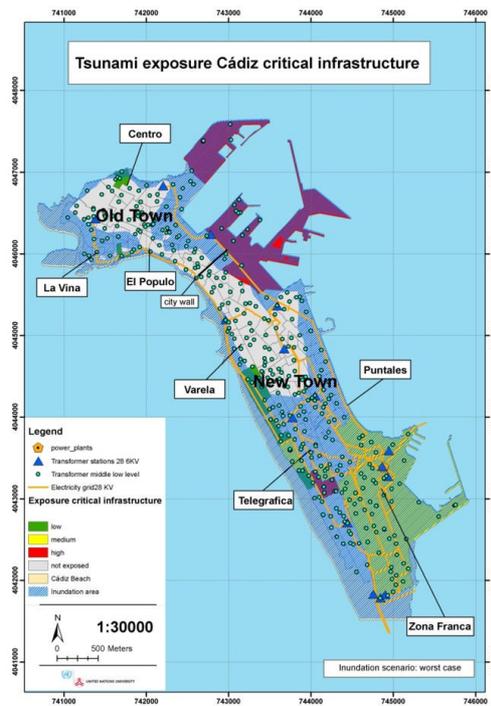


Fig. 5. Mapa determinista de vulnerabilidad de infraestructuras de la zona de Cádiz.

Los diferentes indicadores pueden ser agregados de manera que se represente en un único mapa la vulnerabilidad global de la zona de estudio, tal y como se puede observar en la figura 6.

5. Riesgo.

El objetivo final de la evaluación del riesgo es la identificación de las áreas críticas más afectadas en caso de tsunami. Para su obtención se combinan las 2 componentes ya evaluadas:

- Peligrosidad.
- Vulnerabilidad

Para calcular el riesgo se desarrolló la siguiente matriz de riesgo que permite, en función del valor o categoría de la peligrosidad y la vulnerabilidad, conocer la clasificación del riesgo en cada zona del área de estudio.

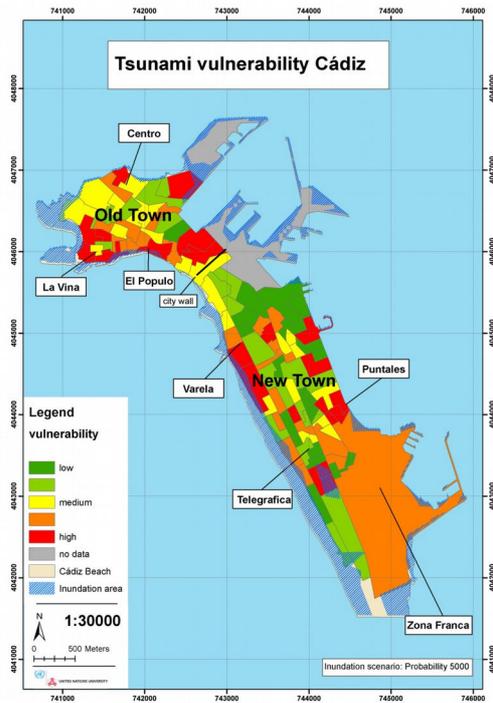


Fig. 6. Mapa de vulnerabilidad global para la zona de Cádiz.

El cálculo del riesgo proporciona una medida de la combinación de estos dos factores. De esta manera puede existir una zona cuya peligrosidad sea alta; pero si su vulnerabilidad es nula, el riesgo sería muy bajo. Por el contrario podrían existir zonas cuya peligrosidad no es elevada pero sí su vulnerabilidad por la existencia, por ejemplo, de un hospital. En este caso existiría un valor de riesgo elevado. La evaluación del riesgo como combinación de estas dos componentes consigue tener en cuenta este tipo de singularidades.

Esta metodología, que ya ha sido aplicada con éxito por el IH Cantabria, permite el análisis de los impactos en las dimensiones definidas:

- Dimensión humana, a través del cálculo del número de personas afectadas.

- Dimensión de infraestructuras, a través de la evaluación del daño en estructuras y edificios.

Del mismo modo, en el caso de vulnerabilidad, la existencia de datos competentes de censo de personas y edificios, materiales de construcción, etc., es la base para la correcta elaboración de índices e indicadores adecuados que reflejen de forma apropiada la realidad existente en la zona de estudio.

Referencias.

ANDERSON, J.G. y BRUNE, J.N. «Probabilistic seismic hazard analysis without the ergodic assumption». En: *Seismological Research Letters*, 1999, núm. 70 (1), págs. 19–28.

ANDERSON, J.G.; BRUNE, J.N.; ANOOSHEHPOOR, R. y NI, S.D. «New ground motion data and concepts in seismic hazard analysis». En: *Current Science*, 2000, núm. 79 (1), págs. 1278–1290.

BAPTISTA, M.A.; MIRANDA, P.M.A.; MIRANDA, J.M. y VÍCTOR, L.M. «Constraints on the source of the 1755 Lisbon tsunami inferred from numerical modelling of historical data on the source of the 1755 Lisbon tsunami». En: *Journal of Geodynamics*, 1998, vol. 25 (2), págs. 159-174.

BAPTISTA, M.A.; MIRANDA, J.M.; CHIERICCI, F. y ZITELLINI, N. «New Study of the 1755 Earthquake Source Based on Multi-channel Seismic Survey Data and Tsunami Modeling». En: *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2003, núm. 3, págs. 333–340.

COPPERSMITH, K.J. y YOUNGS, R.R. «Capturing uncertainty in probabilistic seismic hazard assessments within intraplate tectonic environments». En: *Proceedings of the Third U.S. National Conference on Earthquake Engineering*, Charleston, South Carolina, 1986, núm. 1, págs. 301–312.

CRAMER, C.H.; PETERSEN, M.D. y REICHELLE, M.S. «A Monte Carlo approach in estimating uncertainty for a seismic hazard assessment of Los Angeles, Ventura, and Orange Counties, California». En: *Bulletin of*

the Seismological Society of America, 1996, núm. 86 (6), págs. 1681-1691.

EBEL, J.E. y KAFKA, A.L. «A Monte Carlo approach to seismic hazard analysis». En: Bulletin of the Seismological Society of America, 1999, núm. 89 (4), págs. 854-866.

OTERO, L.A. *Metodología para evaluar la peligrosidad debido a tsunamis en zonas costeras*. Tesis doctoral, 2008.

OLABARRIETA, M.; MEDINA, R.; GONZÁLEZ, M. y OTERO, L. «C3: a finite volume-finite difference hybrid model for tsunami propagation and runup». En: Computers and Geosciences, 2011, núm. 37, págs. 1003-1014. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2010.09.016>.

SAVAGE, J.C. «Criticism of some forecasts of the National Earthquake Prediction Evaluation Council». En: Bulletin of the Seismological Society of America, 1991, vol. 81 (3), págs. 862-881.

SAVAGE, J.C. «The uncertainty in earthquake conditional probabilities». En: Geophysical Research Letters, 1992, vol. 19 (7), págs. 709-712.

TORO, G.R.; ABRAHAMSON, N.A. y SCHNEIDER, J.F. «Model of strong ground motions from earthquakes in central and eastern North America: best estimates and uncertainties». En: Seismological Research Letters, 1997, núm. 68, págs. 41-57.

TORO, E.F. y GARCÍA-NAVARRO, P. «Godunov-type methods for free-surface shallow: a review». En: Journal of Hydraulic Research, 2007, vol. 45 (6), págs. 736-751.

WARD, S.N. «A synthetic seismicity model for the middle America trench». En: Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 1991, vol. 96 (B13), págs. 21433-21442.

WARD, S.N. «A multidisciplinary approach to seismic hazard in Southern California». En: Bulletin of the Seismological Society of America, 1994, vol. 84 (5), págs. 1293-1309.

WARD, S.N. «A synthetic seismicity model for southern California: cycles, probabilities, and hazard». En: Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 1996, vol. 101 (B10), págs. 22393-22418.

WARD, S.N. «San Francisco Bay Area earthquake simulations: a step toward a standard physical earthquake model». En: Bulletin of the Seismological Society of America, 2000, vol. 90 (2), págs. 370-386.

WARD, S.N. «Landslide tsunami». En: Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 2001, vol. 106 (B6), págs. 11201-11215.

WARD, S.N. y ASPHAUG, E. «Asteroid impact tsunami: a probabilistic hazard assessment». En: Icarus, 2000, vol. 145 (1), págs. 64-78. 3: 203-225.

Peligrosidad sísmica y tsunamigénica de la región Azores-Túnez

Vicenta María Elisa Buforn Peiró

*Departamento de Geofísica y Meteorología
Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid*

Resumen

En este trabajo se presentan las principales características de la región Íbero-Mogrebí en función del tamaño, profundidad y mecanismo focal de los terremotos. Se definen tres zonas: Cabo de San Vicente-Golfo de Cádiz, zona Central y norte de Argelia, en base a la tasa de sismicidad, profundidad de los focos sísmicos y patrón regional de esfuerzos. Sin embargo, en las tres zonas presentan un rasgo común: ocurrencia de grandes terremotos que ocasionan cuantiosos daños y en algunos casos capaces de generar tsunamis. Por tanto se trata de una zona de peligrosidad sísmica entre moderada y alta dependiendo de la zona. A fin de prevenir y mitigar los posibles daños ocasionados por los terremotos de esta zona, en los últimos años se está trabajando en un Sistema de Alerta Sísmica Temprana para los terremotos de la zona.

Palabras clave: sismicidad, sismotectónica, región Ibero-Mogrebí, tsunamis, sistemas de alerta sísmica temprana.

1. Introducción.

Los terremotos que ocurren en España son consecuencia de su situación en el límite de placas entre Eurasia y África. Este límite, oceánico y bien definido en su parte más occidental, al aproximarse a la Península Ibérica se vuelve continental y más complejo y difuso, correspondiendo a toda una zona amplia de deformación que se extiende luego por el Mediterráneo (Buforn et al., 1988a; Morel y Meghraoui, 1996; Fernández-Ibáñez et al., 2007; Serpelloni et al., 2007). La complejidad del contacto entre la península Ibérica y África se manifiesta en la profundidad de los terremotos (ocurrencia de terremotos de profundidad intermedia y muy profunda), la magnitud de los mismos, tasa de sismicidad, mecanismo focal y comienza a manifestarse en la zona del Golfo de Cádiz, aumentando a medida que nos acercamos al Estrecho de Gibraltar, prolongándose al otro lado del mismo, en el mar de Alborán, sur de la península y norte de África. Conforme avanzamos hacia el este, Argelia, el límite de placas vuelve a quedar bien definido.

En este trabajo se presentan las principales características de los terremotos superficiales, los que mayor daño pueden producir, que ocu-

rren en la región Íbero-Mogrebí, nombre con el que se denomina el sur de la Península Ibérica y norte de Marruecos y Argelia. En la última parte se aborda la posibilidad y conveniencia de la instalación de un sistema de alerta sísmica temprana para la región, una de las herramientas más novedosas para prevenir y mitigar daños de terremotos.

2. Sismicidad.

La sismicidad de la región Íbero-Mogrebí se caracteriza por la frecuente ocurrencia de terremotos de magnitud moderada, en general inferior a 5, con grandes periodos de tiempo entre los terremotos de mayor tamaño. En la figura 1 se muestra la distribución de epicentros de terremotos de magnitud igual o superior a 3,0 para el periodo 1990-2015 (Catálogo Sísmico del Instituto Geográfico Nacional, IGN). Se observa que la mayoría de los terremotos tienen focos superficiales ($h < 40$ km, en rojo en la figura 1), siendo menos frecuente la ocurrencia de terremotos de profundidad intermedia (entre 40 y 150 km, en verde en la figura 1).

En la figura 1 se observa que los epicentros se distribuyen siguiendo una alineación aproxi-

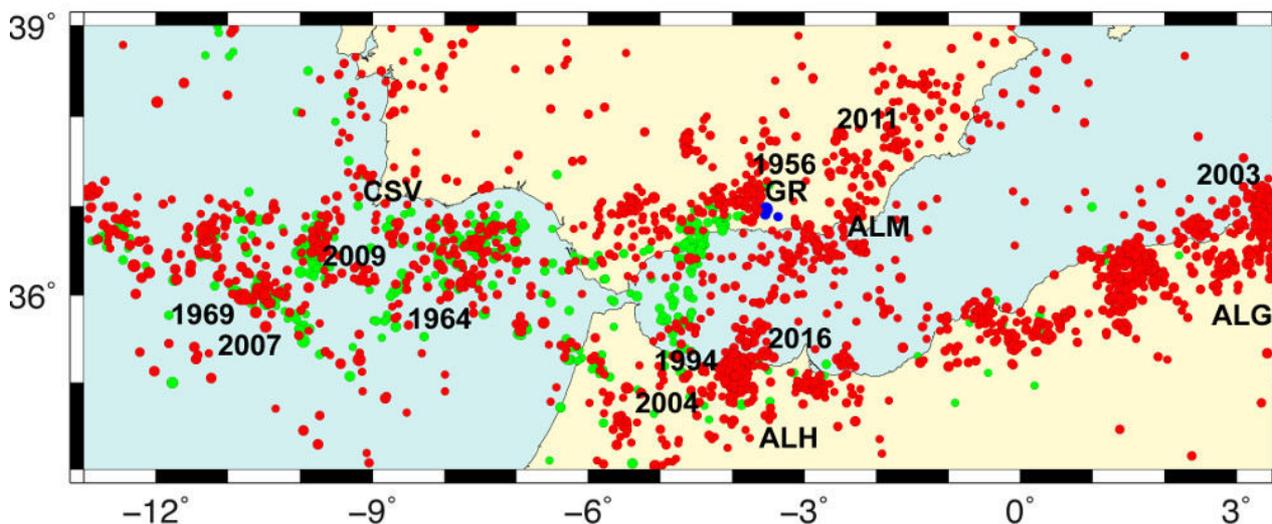


Fig. 1. Distribución de epicentros de terremotos de magnitud igual o superior a 3,0 para el periodo 1990-2015 (Catálogo Sísmico del Instituto Geográfico Nacional, IGN)

madamente E-W desde 12° W hasta 6 °W, con una zona de mayor actividad sísmica al SW del Cabo de San Vicente (CSV). En esta zona es donde se localizan los terremotos de 15-03-1964, ($M_w=6,4$), 28-02-1969 ($M_w=7,8$), 12-02-2007 ($M_w=6,0$) y 19-12-2009 ($M_w=5,5$), con daños o sentidos en el sur de Portugal, norte de Marruecos y las provincias de Huelva y Cádiz (Buform et al., 1988b; Pro et al., 2013). Al este del estrecho de Gibraltar, observamos una alineación de epicentros en dirección NW-SE que se extiende desde la costa de Almería (ALM) hasta la zona de Alhucemas (ALH) en el norte de Marruecos y donde se localizan terremotos que han causado grandes daños en los últimos años: Alhucemas 1994 ($M_w=5,8$), 2004 ($M_w=6,4$), Alborán Sur 2016 ($M_w=6,4$) o Lorca 2011 y que pese a su magnitud 5,1 produjo grandes daños materiales y humanos (Bezzeghoud y Buform, 1999; Akoglu et al., 2006; Pro et al., 2014). La región de Granada (GR), es otra de las zonas con una actividad sísmica importante y en la que se localiza el sismo de Albolote (1956) que produjo daños y víctimas

En el extremo oriental de la región Íbero-Mogrebí, norte de Argelia (ALG), ocurren terremotos con mayor frecuencia aunque de menor magnitud que el extremo occidental, llegando a superar valores de $M = 7$. Terremotos importantes ocurridos en esta zona y que han producido grandes daños son los de El Asnam de 10-10-1980, $M_w= 7,1$; (Deschamps et al.,

1982), y Boumerdes de 21-05-2003, $M_w= 6,8$ (Bouhadad et al., 2004).

Sin embargo, el limitarnos al estudio de la sismicidad de los últimos 50 años, puede dar una imagen equívoca de la peligrosidad de la región Íbero-Mogrebí. En la figura 2 se muestran los terremotos con intensidad máxima igual o superior a VIII-IX (Catálogo Sísmico del IGN). Si analizamos y comparamos la sismicidad histórica e instrumental, observamos que en la zona del CSV, ocurren grandes terremotos ya que es donde se localiza el gran terremoto de Lisboa de 1755, que fue seguido de un gran tsunami que produjo olas de hasta 20 m y devastó las costas de la Península Ibérica y la costa atlántica de Marruecos (Martínez Solares, 2001). Este sismo se localiza en la misma zona que el de 1969 que también fue seguido por un pequeño tsunami, si bien no alcanzó la magnitud del de 1755. En el extremo oriental, observamos una importante actividad sísmica a lo largo de la costa norte de Argelia, desde Orán (1790) con I_{max} de X hasta Argel, donde se localizan numerosos sismos predominando los de I_{max} igual o superior a X. Esta zona los terremotos también son capaces de generar tsunamis, como ocurrió con los de Orán de 1790 o Boumerdes de 2003.

Las mayores diferencias entre la sismicidad histórica e instrumental las encontramos en la parte central de la región Íbero-Mogrebí. En el sur de la península Ibérica, y de oeste a este, en el periodo histórico han ocurrido grandes

terremotos como los de Málaga, 1680, Arenas del Rey (Granada), 1884, Almería, 1522, 1518 y 1804, Torrevieja, 1829, y Montesa (Valencia), 1748 (Goded et al., 2008; Udías y Muñoz, 1979; Muñoz y Udías, 1981; Buforn et al., 2015). Dos terremotos, el de Torrevieja de 1829 y Arenas del Rey de 1884, son de intensidad X y produjeron grandes daños y víctimas. Esta actividad sísmica importante conocida con fiabilidad desde el siglo XVI hasta el XIX, en todo el sur de España, contrasta con la baja sismicidad a lo largo del siglo XX y XXI, en la que la magnitud de los terremotos no supera el valor de 5,5. En el norte de Marruecos ocurre lo contrario, no hay noticias de grandes terremotos en el periodo histórico frente a la actividad de la zona de Alhucemas desde 1994.

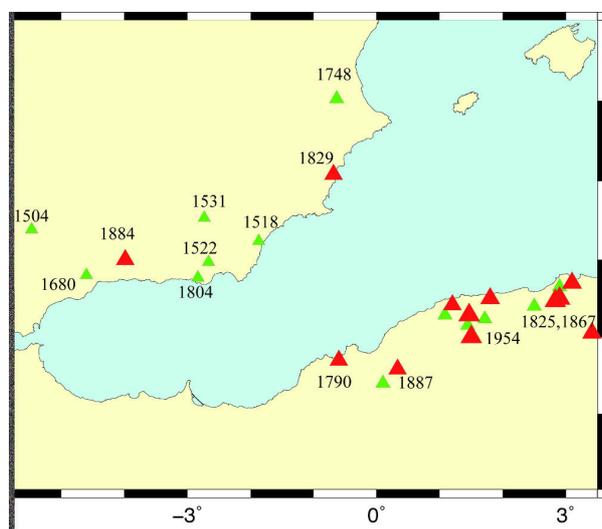


Fig. 2. Terremotos con intensidad máxima igual o superior a VIII-IX del área Íbero-Mogrebí (Catálogo Sísmico del IGN).

Otra característica importante de la sismicidad en la región Íbero-Mogrebí es la profundidad de los terremotos. La mayoría de los terremotos tiene focos superficiales, $h < 40$ km, en rojo en la figura 1, pero existe una importante actividad sísmica a profundidad intermedia, entre 40 y 150 km de profundidad (en verde). Esta sismicidad de profundidad intermedia disminuye bruscamente, de forma que no se observan estos sismos al este de 4° W de longitud. La magnitud de estos terremotos de profundidad intermedia es pequeña, en general inferior a 5,0. Además en la región se dan terremotos de foco muy profundo ($h \sim 650$ km, en azul en la figura 1). Esta sismicidad, muy puntual, se localiza al sur de Dúrcal (Gra-

nada), siendo el único lugar donde se dan terremotos a esta profundidad en todo el Mediterráneo. Su magnitud es moderada-grande ya que en 1954 ocurrió un terremoto de magnitud 7,5. Estos terremotos, aunque tengan magnitudes grandes, como el de 1954, no producen daños debido a la profundidad de sus focos (Buforn et al., 1988b; Buforn et al., 1991, 2011)

En función de las características de la sismicidad, Buforn et al. (2004) proponen dividir la región Íbero-Mogrebí en tres zonas que denominan: A) que se extiende desde el oeste del Cabo de San Vicente hasta el Estrecho de Gibraltar; B) que corresponde al sur de España y norte de África; y C) que corresponde al norte de Argelia. Siguiendo esta división se ha calculado el parámetro b de la relación de Gutenberg y Richter (1944). Si se calcula para toda la zona y con terremotos de magnitud igual o superior a 3,0, rango de profundidades entre 0 y 650 km y para el periodo 1965-2015, se obtiene un valor $0,95 \pm 0,03$, muy cercano al valor promedio de 1 que se obtiene en los estudios de sismicidad global. Sin embargo, si lo calculamos en función de la división en tres zonas y solo para sismos superficiales, se obtiene un valor de 0,62 para las zonas A y C (Cabo de San Vicente y Argelia), frente a un valor de 0,91 para la región B. Esto indica que la proporción de terremotos grandes con respecto a los pequeños es mayor en las regiones A y C que en la B.

3. Mecanismo focal.

En la figura 3 se presenta una selección de mecanismos focales de terremotos con foco superficial ($h < 40$ km) para el sur de España. Las soluciones de los terremotos representados pueden encontrarse en Buforn (2008), Buforn et al. (2004, 2006), Cesca et al. (2006), Pro et. al (2013).

De la figura 3 se observa que los mecanismos predominantes en las zonas A y C corresponden a soluciones de falla inversa con eje de presión horizontal orientado en dirección NNW-SSE. Aunque hay algunas soluciones de falla de desgarre o de desgarre con componente de falla normal, éstas también son compatibles con el régimen de esfuerzos indicado.

Al aproximarnos desde el Golfo de Cádiz al Estrecho de Gibraltar la situación se complica en la zona B. En el norte de Marruecos los terremotos de mayor magnitud (Alhucemas, 1994 y 2004) presentan mecanismos de falla de desgarre con eje de presión y tensión horizontales orientados en dirección NNW-SSE y ENE-WSW, respectivamente. Otras soluciones de desgarre y normales con componente de salto en dirección corresponden a sismos de menor magnitud.

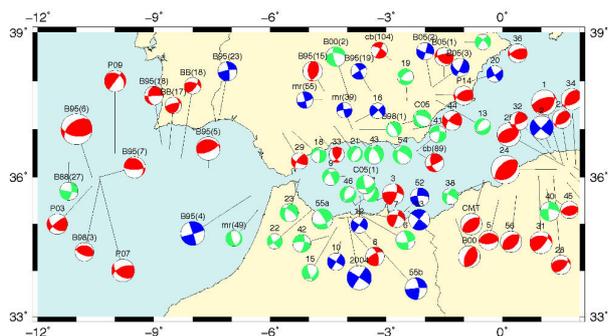


Fig. 3. Mecanismos focales de terremotos con foco superficial ($h < 40$ km) para el sur de España.

En el mar de Alborán y costa sur de España existe un predominio de los mecanismos de falla normal con eje de tensión horizontal orientado en dirección E-W. A medida que nos adentramos en la Península hay un cambio en los mecanismos focales y comienzan a encontrarse soluciones de desgarre puro y con componente de falla inversa. La situación más compleja la encontramos en el SE de España, en la que coexisten las soluciones de falla inversa (sismos de Mula, 1999, y Lorca, 2011) junto con los de falla de desgarre (Bullas, 2005) y de falla normal. Un dato importante y a tener en cuenta es que tanto en el mar de Alborán como en el sur de España todos estos mecanismos corresponden a terremotos de magnitud igual o inferior a 5,0.

4. Interpretación sismotectónica.

Las características sismotectónicas de la región se han determinado y cuantificado a partir de los resultados de sismicidad y mecanismos focales de los terremotos superficiales. Estos parámetros ponen de manifiesto diferencias notables en la actividad sísmica de la región y justifican su división en tres zonas, A, B y C, en función de la tasa de sismicidad, magnitud de los terremotos y mecanismo focal

de los mismos y en consecuencia de la peligrosidad de la región.

En la figura 4 se propone un esquema sismotectónico para la zona que recoge las principales características de la misma. La ocurrencia de terremotos en el sur de España es consecuencia de la interacción de las placas tectónicas de Eurasia y África y del régimen de esfuerzos en la zona, que corresponde a una compresión horizontal de orientación NNW-SSE (colisión entre ambas placas). Este patrón de esfuerzos se mantiene en toda la región y se manifiesta en forma de una sismicidad bien definida entre 12° W y 8° W (CSV) y en la costa norte de Argelia, con sismos superficiales que pueden alcanzar grandes magnitudes, tanto en el periodo histórico como en época instrumental, y que son capaces de generar tsunamis (T). Los mecanismos focales de los grandes terremotos corresponden a falla inversa, y el patrón regional de esfuerzos está controlado por el terremoto de 1969 en CSV y los terremotos de El Anam (1980) y Boumerdes (2003) en Argelia.

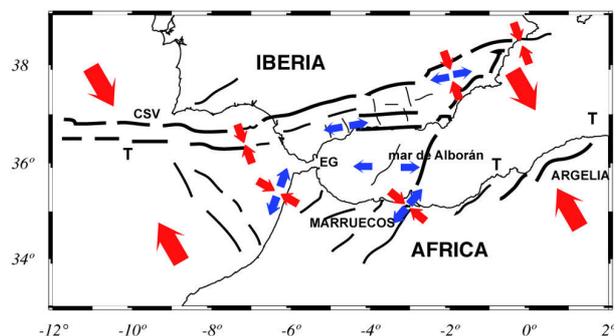


Fig. 4. Esquema sismotectónico para el área Íbero-Mo-grebí con las principales características de la misma.

Al aproximarnos al oeste del Estrecho de Gibraltar y a la zona B, el régimen de esfuerzos se vuelve más complejo manteniendo la compresión regional horizontal NNW-SSE. En el norte de Marruecos hay un cambio en el mecanismo de los terremotos a movimientos de falla de desgarre, con extensión horizontal en dirección ENE-WSW. Este cambio, se inicia al oeste del Estrecho y es muy claro en la zona de Alhucemas. En el mar de Alborán predomina la extensión horizontal en dirección E-W con terremotos superficiales y de pequeña magnitud. Al aproximarnos al SE de España, coexisten los movimientos de falla de desgarre, con

extensión horizontal ENE-WSW y compresión horizontal NNW-SSE con los terremotos con mecanismo de falla inversa consecuencia de un régimen compresivo NNW-SSE. Esta heterogeneidad en el régimen de esfuerzos implica que no pueda definirse un límite claro del contacto de placas entre Eurasia y África, sino que este contacto corresponde a toda una amplia zona de deformación, muy fragmentada, cruzada por diversos sistemas de fallas. La existencia de terremotos a profundidad intermedia y muy profunda es otro reflejo de la complejidad sismotectónica de la zona B.

5. Peligrosidad sísmica.

Los resultados del estudio de sismicidad, mecanismo focal y la situación sismotectónica de la región ponen de manifiesto que en ella la peligrosidad sísmica se puede estimar entre moderada y alta dependiendo de las zonas. Las zonas de mayor peligrosidad son la zona del Cabo San Vicente, al oeste, y la de Argelia, al este (A y C). En estas zonas han sucedido terremotos de magnitud superior a 7. En particular el terremoto de Lisboa de 1755 determina una alta peligrosidad para las zonas cercanas del sur de Portugal, suroeste de España y noroeste de Marruecos. El desarrollo económico moderno de estas zonas resultaría en grandes daños en una posible repetición de un terremoto similar. Los recientes terremotos de Argelia han mostrado los altos daños y víctimas causadas. En la zona B aunque los terremotos de gran magnitud son raros, terremotos de magnitud moderada (del orden de 5) pueden causar daños considerables, alarma social e incluso víctimas cuando son muy superficiales y muy cercanos a núcleos urbanos como ya hemos visto.

En el sur de España, desde finales del siglo XIX nos encontramos en un periodo de baja actividad sísmica. Los datos de sismicidad histórica nos indican que en esta región han ocurrido terremotos de gran tamaño como los de Málaga de 1680, Torreveja de 1829 o Arenas del Rey de 1884. Los terremotos de Mula, Bullas o Lorca ocurridos desde 1999, no parece que hayan compensado este déficit de sismicidad. Este periodo, que podemos llamar «anómalo» de sismicidad, con ausencia de grandes terremotos, no debe llevar a confiarnos y es

necesario estar preparados para la ocurrencia de un gran terremoto.

6. Sistemas de Alerta Sísmica Temprana.

Los Sistemas de Alerta Sísmica Temprana (SAST) (en inglés Earthquake Early Warning Systems, EEWS) son una de las herramientas más novedosas para prevenir y mitigar los daños ocasionados por un terremoto. Se basan en la hipótesis de que en los primeros segundos de la señal sísmica está contenida toda la información sobre el tamaño del terremoto y, por tanto, no es necesario disponer de todo el registro para determinar la magnitud del terremoto (Wu y Kanamori, 2005), lo que nos permite disponer de un tiempo para tomar medidas de prevención de daños ante la ocurrencia de un sismo una vez registrada esta primera señal sísmica. Muy resumido, los SAST funcionan de la siguiente manera. Una vez que se detecta un terremoto en una estación, a partir de los primeros segundos de la onda P, normalmente 3 s, se evalúa su potencial sísmico y como las ondas que producen los mayores daños (ondas S y superficiales) tardan un tiempo en llegar al emplazamiento, se puede dar una alerta que permite tomar algunas medidas de precaución en especial en núcleos urbanos (parada de trenes, de conducciones de petróleo, alerta a hospitales y escuelas, etc.).

Los SAST ya han demostrado su eficacia en países como Japón, Taiwan, México etc. En España, desde 2010 está desarrollándose un proyecto de SAST, coordinado por la Universidad Complutense de Madrid y en el que participan el Real Instituto y Observatorio de la Armada de San Fernando, Cádiz y el Institut Cartogràfic y Geològic de Catalunya. Los primeros resultados de este proyecto han mostrado que un SAST es viable para el sur de la Península Ibérica, obteniéndose relaciones específicas para la zona y desarrollándose un prototipo de SAST (ALERTES-SC) que está en fase de experimentación (Buforn et al., 2016).

7. Conclusiones.

La sismicidad de España, asociada al contacto de placas entre Eurasia y África, presenta características derivadas de la transición desde

un límite oceánico a continental y un cambio en el régimen de esfuerzos de los terremotos de la zona. Las zonas del Cabo de San Vicente y norte de Argelia presentan características similares: grandes terremotos con focos superficiales y capaces de generar tsunamis y mecanismos de fallas inversas. La zona central, sur de Iberia y norte de Marruecos, se caracteriza por la ocurrencia de terremotos de menor magnitud, focos superficiales, de profundidad intermedia y muy profundos y mecanismos de fallas de desgarre en el norte de Marruecos, y normales, de desgarre e inversas en el sur de España. A pesar del cambio en el régimen de esfuerzos, se observa una compresión horizontal NW-SE en toda la zona.

El riesgo de que ocurra un terremoto de gran magnitud como el de Lisboa de 1755 u otros menores pero con graves daños y víctimas como los de Torreveja, 1829, o Arenas del Rey, 1884, está presente en esta zona, por lo que los estudios que demuestran la viabilidad de un SAST para esta región son una buena herramienta para prevenir y mitigar los daños de terremotos potencialmente dañinos.

8. Agradecimientos.

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto ALERTES-RIM (CGL2013-45724-C3-1-R).

Referencias.

- AKOGLU, A.; ÇAKIR Z.; MEGHRAOUI M.; BELABBES, S.; ALAMI, S.; ERGINTAV, S. y AKYÜZ, S. «The 1994–2004 Al Hoceima (Morocco) earthquake sequence: conjugate fault ruptures deduced from InSAR». En: *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, núm. 252, págs. 467–480.
- BEZZEGHOUD, M. y BUFORN, E. «Source parameters of the 1992 Melilla, (Spain, $M_w=4.8$), 1994, Alhoceima, $M_w=5.8$, Morocco) and Mascara (Algeria, $M_w=5.7$) earthquakes and seismotectonic implications». En: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1998, núm. 89, págs. 359–372.
- BOUHADAD, Y.; NOUR, A.; SLIMANI, A.; LAOUAMI, N. y BELHAI, D. «The Boumerdes (Algeria) earthquake of May 21, 2003 ($M_w = 6.8$): ground deformation and intensity». En: *Journal of Seismology*, 2004, núm. 8, págs. 497–506.
- BUFORN, E.; UDÍAS, A. y COLOMBÁS, M.A. «Seismicity, source mechanisms and seismotectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary». En: *Tectonophysics*, 1988a, núm. 152, págs. 89–118.
- BUFORN, E., UDÍAS, A. y MÉZCUA, J. «Seismicity and focal mechanisms in South Spain». *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1988b, núm. 78, págs. 2008–2224.
- BUFORN, E.; UDÍAS, A. y MADARIAGA, R. «Intermediate and deep earthquakes in Spain». En: *Pure and Applied Geophysics*, 1991, núm. 136, págs. 375–393.
- BUFORN, E.; BEZZEGHOUD, M.; UDÍAS, A. y PRO, C. «Seismic sources in the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications». En: *Pure and Applied Geophysics*. 2004, núm. 161, págs. 623–646.
- BUFORN, E.; CESCO, S.; GODED, T.; DEL FRESNO, C. y MUÑOZ, D. «The Bullas (Murcia, SE Spain) earthquake 29 January 2005». En: *Journal of Seismology*, 2006, núm. 10, págs. 65–72.
- BUFORN, E. y UDÍAS, A. «Sismicidad y mecanismo focal de los terremotos de la región Cabo San Vicente- Argelia». En: *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2008, vol. 20 (3-4), págs. 301–310.
- BUFORN, E.; PRO, C.; CESCO, S.; UDÍAS, A. y DEL FRESNO, C. «The 2010 Granada, Spain, Deep Earthquake». En: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2011, núm. 101, págs. 2418–2439. DOI: 10.1785/0120110022
- BUFORN, E., UDÍAS, A.; SANZ DE GALDEANO, C. y CESCO, S. «The 1748 Montesa (southeast Spain) earthquake: a singular event». En: *Tectonophysics*, 2015, núm. 664, págs. 139–153.
- BUFORN, E.; PAZOS, A.; ROCA, A.; CARRANZA, M.; MARTÍN DÁVILA, J.; UDÍAS, A.; ZOLLO, A.; LÓPEZ, M. y THE ALERTES TEAM. «ALERTES: an Earthquake Early Warning System for the Ibero-Maghrebian re-

gion». En: Cahiers du centre Européen de Geodynamique et de Sésimologie, 2016, núm. 31, págs. 31-40

CESCA, S.; BUFORN, E. y DAHM, T. «Amplitude spectra moment tensor inversion of shallow earthquakes in Spain». En: Geophysical Journal International, 2006, núm. 166, págs. 839-854.

DESCHAMPS, A.; GAUDEMER, Y. y CISTERNAS, A. «The El Asnam, Algeria, earthquake of 10 October 1980: multiple source mechanism determined from long-period records». En: Bulletin of the Seismological Society of America, 1982, núm. 72, págs. 1111-1128.

FERNÁNDEZ-IBÁÑEZ, F.; SOTO, J.I.; ZOBAC, M.D. y MORALES, J. «Present-day stress field in the Gibraltar Arc (western Mediterranean)». En: Journal of Geophysical Research, 2007, núm. 112, B08404. DOI: 10.1029/2006JB004683.

GODED, T.; BUFORN, E. y MUÑOZ, D. «The 1494 and 1680 Málaga (Southern Spain) Earthquakes». En: Seismological Research Letters, 2008, núm. 79, págs. 707-715. DOI: 10.1785/gssrl.79.5.707.

GUTENBERG, B. y RICHTER, P. «Frequency of earthquakes in California». En: Bulletin of the Seismological Society of America, 1944, núm. 34, págs. 185-188.

MARTÍNEZ SOLARES, J. M. *Los efectos en España del terremoto de Lisboa (1 de Noviembre 1755)*. Madrid: Instituto Geográfico Nacional, 2001, 756 págs. ISBN: 84-95172-26-7.

MOREL, J.L. y MEGHRAOUI, M. «Goringe-Alboran- Tell tectonic zone: a transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary». En: Geology, 1996, núm. 24, págs. 755-758.

MUÑOZ, D. y UDÍAS, A. *Estudio de los parámetros y series de réplicas del terremoto de Andalucía del 25 de Diciembre de 1884 y de la sismicidad de la región Granada-Málaga. El terremoto de Andalucía del 25 de Diciembre de 1884*. Madrid: Instituto Geográfico nacional, 1981, págs. 95-139.

PRO, C.; BUFORN, E.; BEZZEGHOUD, M. y UDIAS, A. «The earthquakes of 29 July 2003, 12 February 2007, and 17 December 2009 in the region of Cape Saint Vincent (SW Iberia) and their relation with the 1755 Lisbon earthquake». En: Tectonophysics, 2013, núm. 583, págs.16-27. En línea: <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.10.010>,

PRO, C.; BUFORN, E.; CESCA, S.; SANZ DE GALDEANO, C. y UDÍAS, A. «Rupture process of the Lorca (southeast Spain) 11 May 2011 (Mw=5.1) earthquake». En: Journal of Seismology, 2014, núm. 18, págs. 481-495. DOI: 10.1007/s10950-014- 9421-8.

SERPELLONI, E.; VANNUCCI, G.; PONDRELLI, S.; ARGNANI, A.; CASULA, A.; ANZIDEI, M.; BALDE, P. y GASPERINI, P. «Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data». En: Geophysical Journal International, 2007, núm. 169, págs. 1180-1200.

UDÍAS, A. y MUÑOZ, D. «The Andalusian earthquake of 25 December 1984». En: Tectonophysics, 1979, núm. 53, págs. 291-300.

WU, Y-M. y KANAMORI, H. «Rapid assessment of damage potential of earthquakes in Taiwan from the beginning of P-waves». En: Bulletin of the Seismological Society of America, 2005, núm. 95, págs. 1181-1185.

La Red Sísmica Nacional: Sistema Nacional de Alertas de Tsunamis

Emilio Carreño Herrero

*Director de la Red Sísmica Nacional
Instituto Geográfico Nacional*

[Trabajo original en colaboración con J.V. Cantavella y C. González]

Resumen

Se presenta una descripción del modo en que se realiza la alerta de tsunami para las costas españolas y los protocolos de envío de las alertas. El procedimiento para la alerta de tsunamis consta de tres fases: alertas automáticas de tsunami, simulaciones de tsunami y confirmación del tsunami. Este procedimiento se sirve de una base de datos que recoge los resultados de simulaciones numéricas de propagación de tsunami para un gran número de escenarios o casos posibles. Simultáneamente al inicio del procedimiento automático descrito en el apartado anterior, a partir de la emisión de una alerta sísmica, también se realizaría una simulación numérica de la propagación de las olas de tsunami dadas las características del terremoto desencadenante. En esta fase del sistema se obtienen a través de los mareógrafos los datos de altura de nivel del mar (mareogramas) debidamente procesados. Se realiza una comparación con los datos previstos y se realiza una confirmación o cancelación de la alerta de tsunami aportando datos reales.

Palabras clave: tsunami, alerta de tsunami, propagación de tsunami.

1. Introducción.

En los dos últimos años se ha cubierto una necesidad existente en España en materia de reducción de desastres naturales. Se ha establecido una Red Nacional de Alerta de Tsunamis para las costas españolas, gestionada por el Instituto Geográfico Nacional.

En base a sus propias competencias, ya que el Instituto Geográfico Nacional (IGN), mediante el Real Decreto 452/2012 de 5 de marzo, tiene asignadas entre otras las funciones de «planificación y gestión de sistemas de detección y comunicación de los movimientos sísmicos ocurridos en territorio nacional y áreas adyacentes y sus posibles efectos sobre las costas, así como la realización de trabajos y estudios sobre sismicidad y la coordinación de la normativa sismorresistente», y en base al encargo al Gobierno por parte del Congreso de los Diputados, para su establecimiento, la Red Sísmica Nacional mediante el aprovechamiento de sus propias infraestructuras ha puesto en marcha esta red de alerta. Con ello se completa, al tiempo, la participación de España en el

Grupo Intergubernamental de Coordinación del Sistema de Alerta temprana y mitigación de tsunamis en el Atlántico nororiental, el Mediterráneo y mares adyacentes. Esta integración ya se ha establecido, siendo la Dirección General de Protección Civil y Emergencias, Tsunami Focal Point, el Instituto Español de Oceanografía, el Tsunami National Contact Point y el IGN, National Tsunami Warning Centre, responsable de la alerta.

Para ello, aprovechando los medios, entre otros, de una Red Sísmica distribuida por todo el territorio nacional, y en colaboración con Puertos del Estado, se ha establecido la alerta, pendiente de los protocolos de difusión y avisos a la Dirección General de Protección Civil y Emergencias. Todo ello con atención las 24h los 365 días del año.

2. Sistema Nacional de Alerta de Tsunamis.

Teniendo en cuenta los tsunamis ocurridos en las costas españolas, por el momento, el Sistema Nacional de Alerta de Tsunamis (SNAT)

centra su atención en los tsunamis causados por terremotos. Una vez consolidado el sistema, se estudiará el caso de deslizamientos y otros.

En nuestro país se han dado y pueden darse tsunamis muy importantes, pero estos ocurren con muy baja frecuencia. Se han estimado periodos de recurrencia para tsunamis como el de 1755 de unos 1.200-1.500 años (Lario et al., 2011). Pequeños tsunamis ocurren de forma más frecuente. Por ejemplo, en los últimos 75 años, ocurrieron 5 pequeños tsunamis (1954, 1969, 1975, 1980, 2003) y otro más de dimensiones moderadas el 21 de mayo de 2003. Por lo tanto se esperaría que el SNAT disparase una alerta cada 11 años de promedio y a la vez estuviera preparado ante la posibilidad de un evento catastrófico como el de 1755.

Además, hay que tener en cuenta que el tiempo que transcurre desde que se produce un terremoto tsunamigénico hasta que las olas llegan hasta las costas españolas es corto. Teniendo en cuenta las zonas con mayor probabilidad de ocurrencia de grandes terremotos, los tiempos de llegada de las primeras olas se situarían entre una hora y 15 minutos.

Por lo tanto, a partir de la detección de un terremoto por la Red Sísmica Nacional del IGN, los objetivos que persigue el SNAT son:

- Determinar si el terremoto puede producir un tsunami en las costas españolas con un cierto grado de probabilidad. En caso de que así sea, estimar el tiempo de llegada de la primera ola de tsunami a cada una de las poblaciones afectadas, así como la altura aproximada de esta ola.
- Comunicar a las autoridades de Protección Civil los resultados del punto anterior así como la cancelación de la alerta de tsunami cuando corresponda.

La comunicación del SNAT con Protección Civil se realiza por medio de una serie de mensajes en los que se irá ampliando y precisando la información hasta terminar con la cancelación de la alerta. Dado el poco tiempo de que se dispone, el SNAT envía el primer mensaje de alerta de tsunami a Protección Civil antes de que hayan transcurrido 5 minutos tras la hora

origen del terremoto que desencadene la alerta.

En el diagrama de la figura 1 se representa un esquema del procedimiento propuesto para el SNAT.

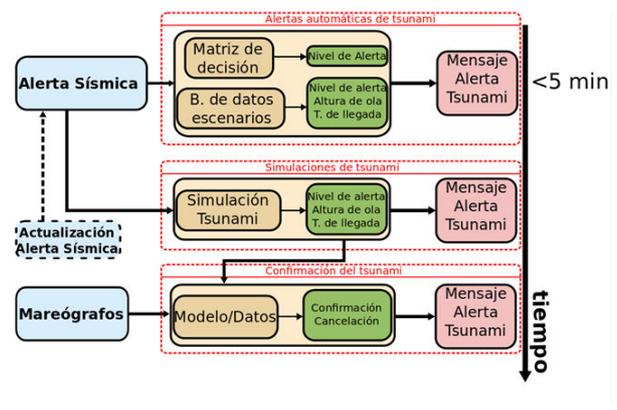


Fig. 1. Esquema donde se describe la alerta de tsunamis comenzando con la determinación de los parámetros del terremoto, búsqueda en la base de datos de propagación, generación en tiempo real de la propagación, lectura de mareogramas y confirmación de la alerta.

2.1. Alertas automáticas de tsunami.

Inmediatamente después de recibir una alerta sísmica, es decir, la detección y estimación de la localización y magnitud de un terremoto por parte de la Red Sísmica Nacional, se inicia un procedimiento sin intervención humana.

La finalidad del mismo consiste en determinar si es probable que ese terremoto ocasione un tsunami y, en caso afirmativo, determinar de forma aproximada los lugares afectados por el tsunami. Para cada uno de ellos se estimará asimismo el tiempo de llegada de la primera ola y su nivel de alerta (proporcional a la altura máxima de la ola). Una vez determinados, estos datos se comunicarán a las autoridades de Protección Civil en forma de mensaje. Este mensaje se enviará en menos de 5 minutos desde la hora origen del terremoto.

El tiempo en emitir una alerta sísmica es de unos 2 minutos desde que se produce el terremoto, dependiendo de la localización del mismo. Para una correcta y rápida detección del mismo es fundamental contar con los datos en tiempo real de estaciones sísmicas en países limítrofes como Portugal, Marruecos y Argelia. Aunque actualmente el IGN recibe datos sísmicos de Portugal y Argelia, todavía sería de-

seable mejorar este aspecto. Por otro lado, este procedimiento se sirve de una base de datos que recoge los resultados de simulaciones numéricas de propagación de tsunami para un gran número de escenarios o casos posibles. De este modo se extrae de la base de datos el escenario más parecido a la alerta sísmica real obteniendo así los resultados de esta simulación.

Actualmente el IGN dispone de diversas bases de datos de simulaciones fruto de diversos convenios como el caso del Joint Research Centre (JRC) de la Comisión Europea. Aunque esta base de datos constituye un primer acercamiento al problema, consideramos que es necesario una revisión de la misma utilizando cálculos numéricos más refinados acordes al estado del arte actual. En la actualidad la base de datos principal procede de la colaboración del IGN con el Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria.

Por último, aunque ya está aprobado y en vigor la *Directriz Básica de Protección Civil ante el Riesgo de Maremotos*, es todavía necesario establecer el protocolo de aviso a la Dirección General de Protección Civil y Emergencias (DGPCyE) así como especificar los destinatarios de los mismos. Todo ello, dentro del marco del Plan Estatal de Protección Civil ante el Riesgo de Tsunami, que se está redactando.

Por todo lo mencionado anteriormente, consideramos que el nivel de implementación de este apartado en el IGN es del 90%, al menos de una forma básica, a falta de consensuar con DGPCyE los mensajes de alerta.

No obstante, actualmente se sigue trabajando en la mejora de:

- Cantidad y calidad de datos sísmicos recibidos de otros países (en especial Marruecos, Argelia y Portugal).
- Base de datos de escenarios de tsunami.

2.2. Simulaciones de tsunami.

Simultáneamente al inicio del procedimiento automático descrito en el apartado anterior a partir de la emisión de una alerta sísmica,

también se realizaría una simulación numérica de la propagación de las olas de tsunami dadas las características del terremoto desencadenante. Esta simulación, a diferencia de las almacenadas en la base de datos, se obtendría a partir de las particularidades concretas del terremoto, en lugar de corresponder a un escenario tan solo parecido al sismo desencadenante.

Actualmente, estas simulaciones se calcularían en las dependencias del JRC en Ispra (Italia) bajo petición del IGN, obteniendo los resultados en unos 20 minutos desde su petición. Para reducir este tiempo, el IGN está colaborando con el grupo EDANYA de la Facultad de Matemáticas de la Universidad de Málaga con el fin de poder realizar simulaciones similares en las dependencias del IGN y en menos de la mitad de tiempo. A punto de implementarse este desarrollo, el tiempo de cálculo de la propagación de ola en tiempo real se reduce a dos minutos. La representación gráfica, de gran importancia con fines de protección civil se realiza con el simulador TSUSY (fig. 2) del Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria.

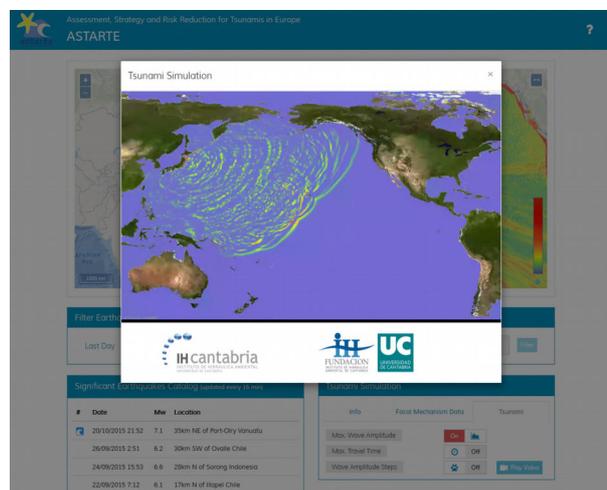


Fig. 2. Imagen de la simulación de propagación de un evento con el simulador TSUSY.

Una vez obtenidos los resultados de las simulaciones, estos se comunicarían a Protección Civil por medio de un segundo mensaje similar al primero, aunque con estimaciones más realistas que las emitidas en el primer mensaje.



SUBSECRETARÍA

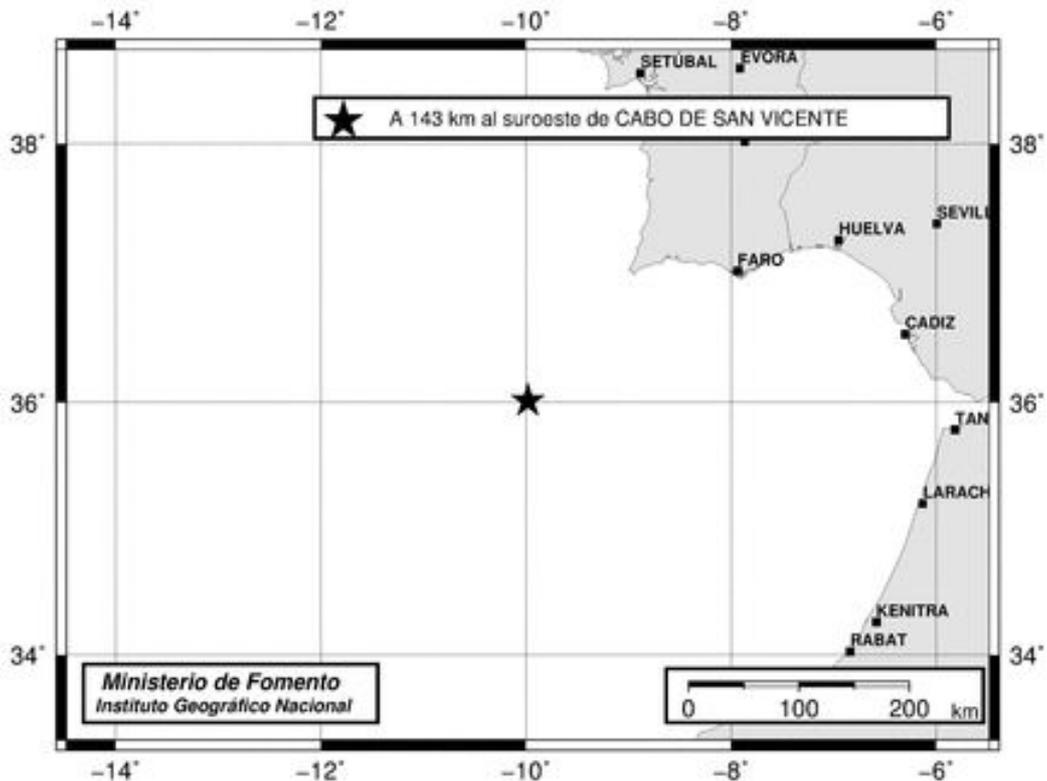
DIRECCIÓN GENERAL
DEL INSTITUTO
GEOGRÁFICO NACIONAL

EVENTO: ign2015tubt

Madrid 27/10/2015 11:05:55 (T.U.)

El INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL informa que el día 21 de OCTUBRE a las 9 horas 2 minutos de tiempo universal(*), se ha registrado un terremoto localizado en las siguientes coordenadas:

Latitud: 36.01 grados norte
Longitud: 9.98 grados oeste
Profundidad: 5 km
Magnitud M : 7.8
Zona epicentral: GOLFO DE CADIZ



★ Epicentro

(*) Verano (Hora Oficial=Tiempo Universal+2 h)
Invierno (Hora Oficial=Tiempo Universal+1 h)
(en Canarias una hora menos)

**CALCULO AUTOMATICO
PARA PROTECCION CIVIL**

CORREO ELECTRÓNICO: sismologia@fomento.es

INTERNET: www.fomento.es/ign/

GENERAL IBAÑEZ DE IBERO.3
28003 MADRID
TEL: 91 597 94 43
91 597 94 46
FAX: 91 597 97 58

Fig. 3. Imagen del aviso automático de alerta de terremoto.

ALERTA POR MAREMOTO 2015-10-21 09:05:24 GMT MENSAJE 1

EL INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL INFORMA QUE SE HA PRODUCIDO UN TERREMOTO CON ID. cadiz21oct2015 CON LOS SIGUIENTES PARAMETROS PRELIMINARES:

HORA INICIAL (GMT*): 2015-10-21 09:02:41
 LOCALIZACIÓN: GOLFO DE CADIZ
 LATITUD: 36.0127°N
 LONGITUD: 9.9804°W
 PROFUNDIDAD: 5km.
 MAGNITUD: 7.8 mbLg

LOS TERREMOTOS DE ESTA MAGNITUD TIENEN EL POTENCIAL DE GENERAR MAREMOTOS CON OLAS DESTRUCTIVAS A CIENTOS DE KILOMETROS DEL EPICENTRO.

ALERTA POR MAREMOTO FUERTE EN LAS SIGUIENTES PROVINCIAS:
 Huelva, Cádiz, Ceuta, Málaga, Pontevedra, Coruña (A), Asturias, Palmas (Las), Cantabria, Bizkaia

AVISO POR MAREMOTO DÉBIL EN LAS SIGUIENTES PROVINCIAS:
 Santa Cruz de Tenerife

ESTIMACIÓN DEL NIVEL DE ALERTA Y TIEMPO DE LLEGADA DE LA PRIMERA OLA:

CIUDAD	DISTANCIA EPICENTRAL (km)	NIVEL ALERTA	TIEMPO LLEGADA (GMT)
Isla Cristina	272	ALERTA	2015-10-21 09:56:41
Cádiz	336	ALERTA	2015-10-21 10:02:41
Sanlúcar de Barrameda	328	ALERTA	2015-10-21 10:04:41
Huelva	304	ALERTA	2015-10-21 10:06:41
Ceuta	421	ALERTA	2015-10-21 10:17:05
Algeciras	408	ALERTA	2015-10-21 10:21:21
Estepona	436	ALERTA	2015-10-21 10:27:24
Santa Cruz de Tenerife	1026	AVISO	2015-10-21 10:28:19
Las Palmas de Gran Canaria	1016	AVISO	2015-10-21 10:29:41
Arrecife	853	ALERTA	2015-10-21 10:30:41
Santa Cruz de la Palma	1095	AVISO	2015-10-21 10:32:41
Muros	757	ALERTA	2015-10-21 10:34:21
Vigo	699	ALERTA	2015-10-21 10:38:26
Puerto del Rosario	912	ALERTA	2015-10-21 10:39:41
Málaga	504	ALERTA	2015-10-21 10:41:33
A Coruña	828	ALERTA	2015-10-21 10:45:53
Santander	984	ALERTA	2015-10-21 11:16:39
Gijón	914	ALERTA	2015-10-21 11:25:34
Bilbao	1009	AVISO	2015-10-21 11:30:03

UN MAREMOTO ES UNA SERIE DE OLAS, ENTRE OLAS SUCESIVAS PUEDEN PASAR DE 5 MINUTOS A UNA HORA. LA PRIMERA OLA NO TIENE POR QUE SER LA MAYOR. SE ENVIARÁN NUEVOS MENSAJES EN RELACIÓN AL TERREMOTO CON ID. cadiz21oct2015.

LA ALERTA PERMANECERÁ ACTIVA HASTA LA EMISIÓN DE UN MENSAJE DE CANCELACIÓN DE LA MISMA.

EXPLICACIÓN DE LAS CATEGORÍAS DEL NIVEL DE ALERTA:
 ALERTA ES PARA OLAS MAYORES DE 0.5 METROS.
 AVISO ES PARA OLAS ENTRE 0.2 Y 0.5 METROS.
 INFO ES PARA OLAS MENORES DE 0.2 METROS.

*Verano (Hora Oficial = Hora GMT + 2 horas)
 *Invierno (Hora Oficial = Hora GMT + 1 Hora)
 *(La hora oficial en Canarias es una hora menos que en el resto de España)

Fig. 4. Imagen del aviso automático de alerta de tsunami.

El nivel de implementación de este apartado en el IGN es del 90%, al menos de una forma básica, a falta de consensuar con la DGPCyE los mensajes de alerta. Adicionalmente, se sigue trabajando en la mejora de simulaciones en tiempo real en las dependencias del IGN con la colaboración del grupo EDANYA.

2.3. Confirmación del tsunami.

Esta sección del SNAT parte de los datos de altura de nivel del mar (mareogramas) debidamente procesados. En la figura 5 se representan los datos del nivel del mar que actualmente se reciben en el IGN en tiempo real, con la colaboración fundamental del Organismo Público Puertos del Estado.

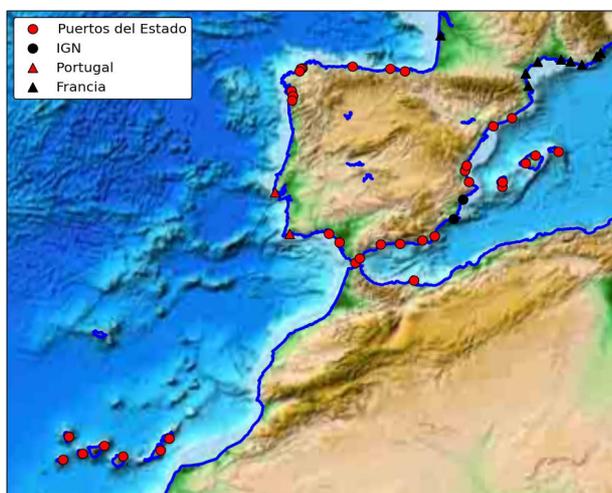


Fig. 5. Principales mareógrafos de los que se dispone conexión en tiempo real, en colaboración con Puertos del Estado.

Una vez que las olas del tsunami llegan a las costas o que deberían llegar según los modelos considerados, se procede a la comparación de los datos reales de altura del nivel del mar observados en los distintos sensores con los datos estimados según las simulaciones numéricas. En base a esta comparación se realizaría una confirmación o cancelación de la alerta de tsunami. En caso de que los datos reales difieran de los estimados se llevará a cabo una modificación de los modelos de propagación utilizados para los emplazamientos donde todavía no ha llegado la ola. Los resultados de esta fase serán comunicados a la DGPCyE por medio de mensajes.

Dentro de esta sección todavía se está trabajando en la correcta adquisición en el IGN de los datos del nivel del mar provenientes de las distintas instituciones, así como en el desarrollo de un software adecuado para la comparación de los datos reales con los datos estimados.

Referencias.

IGLESIAS, O.; LASTRAS, G.; CANALS, M.; OLABARRIETA, M.; GONZÁLEZ, M.; ANIELQUIROGA, Í. y DE MOL, B. «The BIG'95 Submarine Landslide-Generated Tsunami: A Numerical Simulation». En: *The Journal of Geology*, 2012, vol. 120 (1), págs. 31-48.

JOSEPH, A. (2011). *Tsunamis. Detection, Monitoring and Early-Warning Technologies*. Estados Unidos: Elsevier, 2011, 436 págs.

LARIO, J.; C. ZAZO, J. L. GOY, P. G. SILVA, T. BARDAJI, A. CABERO y C. J. DABRIO. «Holocene palaeotsunami catalogue of SW Iberia». En: *Quaternary International*, 2011, 242 (1), págs. 196-200.

ROMERO RUIZ, C.. *Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario. Consejería de Política Territorial*. Gobierno de Canarias, Santa Cruz de Tenerife, 1991.

Detección Marina de Maremotos: situación actual y contribución a la Red Nacional de Alerta de Tsunamis

Begoña Pérez Gómez

*Física, doctora en Ciencias y Tecnologías Marinas
Puertos del Estado*

Resumen

La red marina en un sistema de alerta de tsunamis tiene como función la detección, confirmación y medida de la onda o maremoto. En alta mar esto no es trivial y además resulta extremadamente caro, lo que dificulta justificar su financiación en las costas donde los maremotos son menos frecuentes. Cuando llega a la costa, sin embargo, puede medirse y detectarse mediante mareógrafos o sensores de nivel del mar instalados en tierra para otras aplicaciones. Estos constituyen por ahora la base fundamental de esta red marina en nuestra región. En paralelo, existen líneas de investigación y proyectos que estudian la viabilidad económica y/o técnica de otros tipos de instrumentación que permitan adelantar la detección en aguas abiertas, desde unos minutos hasta varias horas, y de algoritmos que permitan detectar pequeños maremotos y diferenciarlos claramente de otros fenómenos frecuentes en los datos de nivel del mar.

Palabras clave: maremoto, detección, red de alerta, tiempo real, mareógrafos, boyas.

1. Introducción.

En los últimos años el nivel del mar ha sido protagonista de una u otra forma de catástrofes y desastres naturales costeros con un elevado número de víctimas mortales, desaparecidos y desplazados: tsunami de Indonesia en 2004, huracán Katrina en 2005, ciclón Nargis en 2008, tsunami de Japón en 2011, huracán Sandy en 2012, etc. Estos eventos, de origen físico diferente, se caracterizan por una elevación importante del nivel del mar que inunda y destroza la franja costera, arrastrando todo lo que encuentra a su paso. La medida de este cambio de nivel del mar en costa se realiza mediante mareógrafos o sensores de nivel del mar.

En un huracán o tormenta, esta subida de nivel del mar se predice con unos días de antelación a partir de modelos numéricos océano-meteorológicos. Esto supone una gran ventaja con respecto a los maremotos que, al igual que el terremoto que los origina, no se pueden predecir. Por esta razón, la detección (confirmación) y medida de esta subida del nivel del mar es más crítica, si cabe, en un maremoto, de la misma forma que la red sísmica resulta imprescindible para monitorizar

y determinar los parámetros del terremoto. Sin embargo, los maremotos son fenómenos muy poco frecuentes por lo que durante décadas se ha ignorado su riesgo en nuestras costas.

Hasta el devastador tsunami del Índico en diciembre de 2004, solamente los países que bordean el Pacífico disponían de un sistema de alerta de tsunamis. Evidentemente, es en esta cuenca donde históricamente se han producido más maremotos; desde el terremoto, y posterior tsunami, de Chile en 1960 estos países han venido desarrollando el Pacific Tsunami Warning System, liderados por la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, Estados Unidos) y coordinados por la COI (Comisión Oceanográfica Internacional, UNESCO).

Si algo quedó claro en diciembre de 2004 es que un sistema de alerta similar al del Pacífico hubiera reducido el elevado número de víctimas mortales que se produjeron en el Índico. La COI puso en marcha desde entonces nuevos grupos intergubernamentales de trabajo para el establecimiento de sistemas de alerta de tsunamis en otras regiones, entre ellos el grupo NEAMTWS (Northeast Atlantic, Medi-

terranean and adjacent seas Tsunami Warning System), para el Mediterráneo y las costas europeas. Este grupo ha promovido la creación de centros regionales y nacionales de alerta en nuestro entorno: el intercambio de datos sísmicos y de nivel del mar en tiempo real, entre los países integrantes y sus instituciones, es uno de los aspectos en que se ha trabajado en primer lugar a lo largo de estos últimos años. Los requisitos técnicos de la instrumentación marina para detección de tsunamis han sido establecidos, con el asesoramiento de expertos y a partir de la experiencia en el Pacífico, por estos grupos de trabajo.

2. Papel de la red marina en un Sistema de Alerta de Tsunamis.

Los Sistemas de Alerta de Tsunamis están constituidos por los siguientes elementos básicos: 1) red sísmica para la detección y caracterización del terremoto; 2) red marina para la detección y caracterización del maremoto; 3) modelos numéricos de propagación de la onda y de inundación (escenarios y tiempo real); 4) protocolos de educación y preparación de la población; y 5) protocolos de alerta y evacuación. Todos estos elementos son imprescindibles e implican a instituciones y expertos de diversa índole a nivel internacional, regional, nacional y local.

La red marina permite la confirmación y medida de la magnitud del tsunami (amplitud, frecuencia e instante de llegada de la onda). Esto es importante porque no todos los terremotos con epicentro en el fondo del mar pueden generar un tsunami; aunque se puede emitir una alerta a los pocos minutos de producirse un terremoto gracias a la red sísmica, solo la medida de la variación de la superficie libre del agua en alta mar o en costa y su transmisión en tiempo real puede confirmar la ocurrencia del maremoto. Por tanto, la reducción de falsas alertas es una de las funciones principales de esta componente del sistema. Pero no la única: los datos proporcionados por esta red permiten además validar, y por tanto mejorar, los modelos numéricos de propagación de la onda: por esta razón, la detección de maremotos incluso de muy pequeña magnitud es de gran interés científico.

3. Instrumentación operacional en la actualidad.

Existen dos tipos fundamentales de estaciones marinas que, a día de hoy, se encuentran plenamente operativas e integradas en los sistemas de alerta de tsunamis: a) en costa, sensores de nivel del mar o mareógrafos; y b) en aguas profundas, boyas DART con sensores de presión en el fondo.



Fig.1. Izquierda: mareógrafo de Puertos del Estado en el puerto de Las Palmas. Derecha: boya DART conectada a un sensor de presión en el fondo marino (NOAA <http://nctr.pmel.noaa.gov/Dart/>.)

Las boyas DART se encuentran fondeadas lejos de la costa, en ocasiones a miles de metros de profundidad, y por tanto permiten detectar el maremoto antes de que llegue a tierra, cuando su amplitud puede ser de tan solo unos pocos centímetros. Su papel es por tanto crítico en la fase de alerta. Los mareógrafos se encuentran en costa y, aunque también necesarios en dicha fase, proporcionan la única información de la magnitud real del maremoto a medida que se propaga a lo largo de la costa, precisamente donde su amplitud puede alcanzar varios metros.

3.1. Mareógrafos.

Instalados en el muelle de un puerto, miden la altura de la columna de agua con respecto a un punto fijo en tierra. Desde el siglo XIX vienen proporcionando datos de nivel del mar para otras aplicaciones en los puertos más importantes del mundo: conocimiento de las mareas, cálculo de extremos y nivel medio del mar (y su evolución en el tiempo, de utilidad en ingeniería portuaria y costera) y, más recientemente, la validación de modelos oceanográficos, calibración de altímetros espaciales y estudios del impacto del cambio climático en el nivel del mar. Sin embargo, el periodo de muestreo (de 5 a 15 minutos) y la

latencia de transmisión (una hora en el mejor de los casos a partir de los años 90) no era adecuado hasta hace poco para la medida y alerta de maremotos.

Los requisitos técnicos mínimos para esta aplicación son: muestreo y latencia de transmisión igual o inferior a un minuto, y redundancia de sensores, alimentación y comunicaciones (al menos una vía satélite) que garanticen la supervivencia del mayor número de estaciones posible en caso de un maremoto de gran magnitud. Gran parte de las estaciones de nivel del mar existentes han sido por tanto renovadas en la última década. Esta renovación ha hecho necesario el desarrollo de nuevos algoritmos de tratamiento de datos en tiempo real.

Pero ¿por qué utilizar sensores que van a medir y enviar la alerta, si sobreviven, cuando ya sea demasiado tarde?: como ya se ha mencionado, no hay otra forma de estimar la altura de la ola al llegar a tierra. Por otro lado, cada mareógrafo es relevante, en caso de maremoto, en la medida en que forma parte de una densa red de puntos de medida a lo largo de las costas de varios países: los datos medidos en un puerto son de interés para los demás puertos y ubicaciones costeras amenazados por el maremoto. Incluso la constatación en tiempo real de la desaparición de una estación particular, por la interrupción en la transmisión de datos, puede ser una información útil en esas circunstancias. Por último, estas estaciones ya existen, se utilizan a diario para las aplicaciones mencionadas, y su coste de renovación y mantenimiento es mucho más asumible que instalar y mantener boyas en aguas abiertas.

3.2. Boyas DART.

Las boyas DART (Deep Ocean Assessment and Reporting of Tsunamis) fueron desarrolladas por el laboratorio PMEL (Pacific Marine Environment Laboratory) de la NOAA en Seattle, Estados Unidos (Bernard et al., 2001). Constán de un sensor de presión en el fondo oceánico que transmite los datos mediante un enlace acústico a una boya fondeada en superficie, desde la que se envían vía satélite al centro de recepción en tierra (figura 2). El sensor de presión mide la variación de presión

que el maremoto produce en toda la columna de agua (medida solo posible, por tanto, si el sensor se encuentra en el fondo); a partir de estos cambios de presión se pueden detectar cambios en el nivel del mar de tan solo unos pocos centímetros. Un algoritmo interno pone en marcha la transmisión de datos cada 15 segundos si detecta una oscilación anormal (superior a 3 cm en el océano Pacífico).

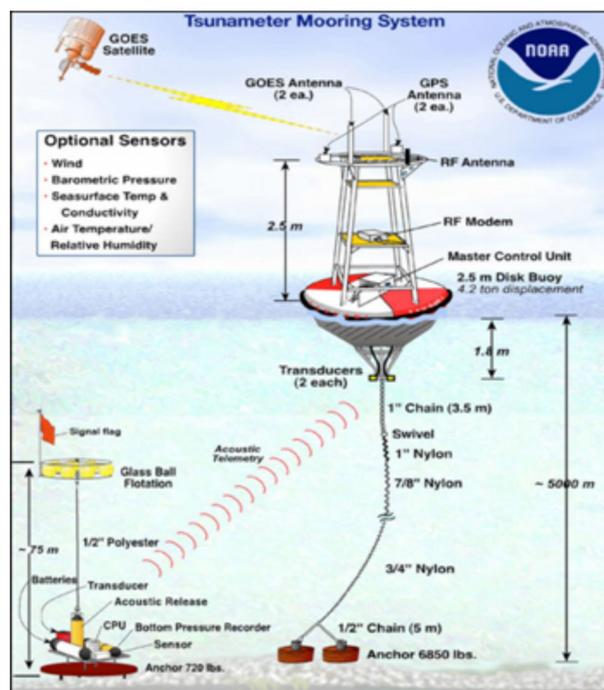


Fig. 2. Componentes de una boya DART. Fuente: NOAA.

Estas boyas se suelen fondear próximas a zonas tsunamigénicas o con riesgo de generación de maremoto, suficientemente cerca de la potencial fuente sísmica como para que el maremoto sea detectado lo más pronto posible tras su generación. Esto permitirá confirmar y alertar de su ocurrencia con la mayor antelación antes de su llegada a tierra.

3.3. Situación de la red marina en la actualidad.

La figura 3 muestra los mareógrafos que transmiten datos al portal de la Comisión Oceanográfica Internacional (COI, UNESCO), creado para facilitar la monitorización global de las estaciones de nivel del mar que se encuentran activas (en verde) en cada momento: Sea Level Station Monitoring Facility (SLSMF), desarrollado y mantenido por el Flanders Marine Institute (VLIZ, Ostende). No

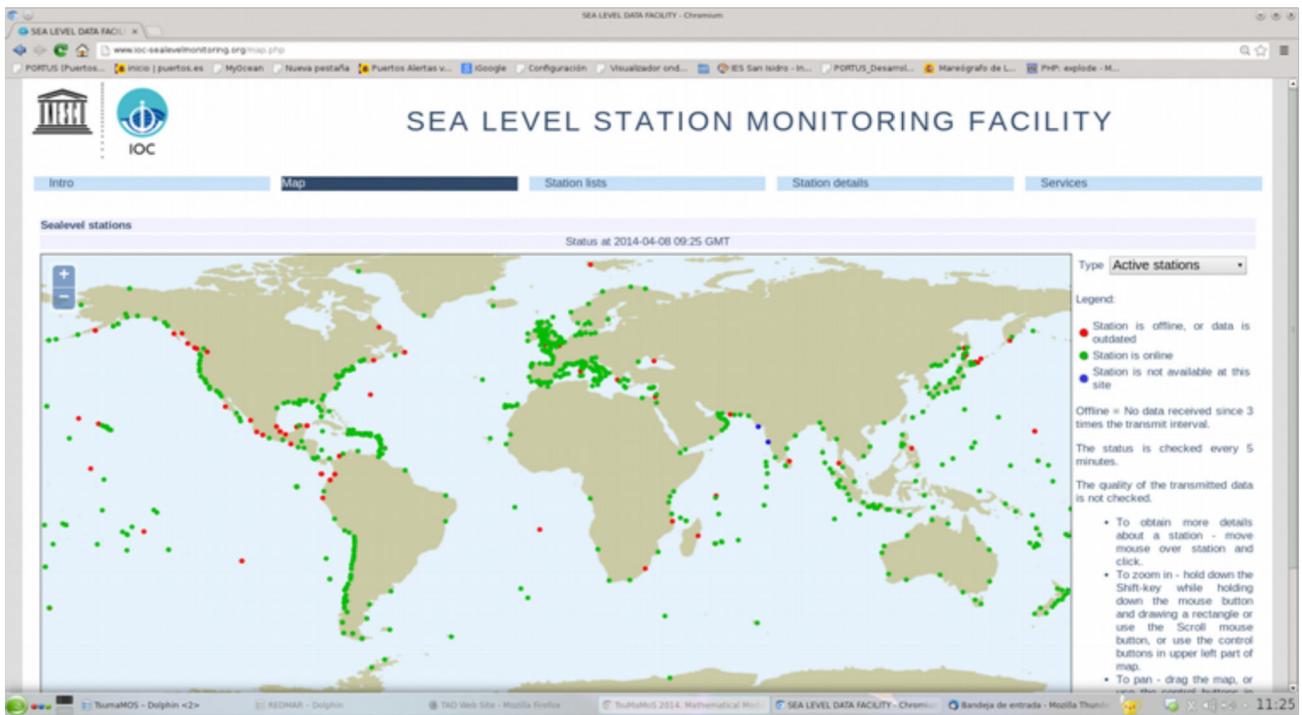


Fig. 3. Red de mareógrafos contribuyendo al portal de datos de nivel del mar de la UNESCO: IOC, SLSMF (Sea Level Station Monitoring Facility) <http://ioc-sealevelmonitoring.org/map.php>. En verde aquellas estaciones que se encuentran operativas y con el último dato actualizado; en rojo las estaciones sin datos recientes o averiadas. Un 61% de las estaciones en nuestra región tenían un periodo de muestreo ≤ 1 min a finales de 2015.

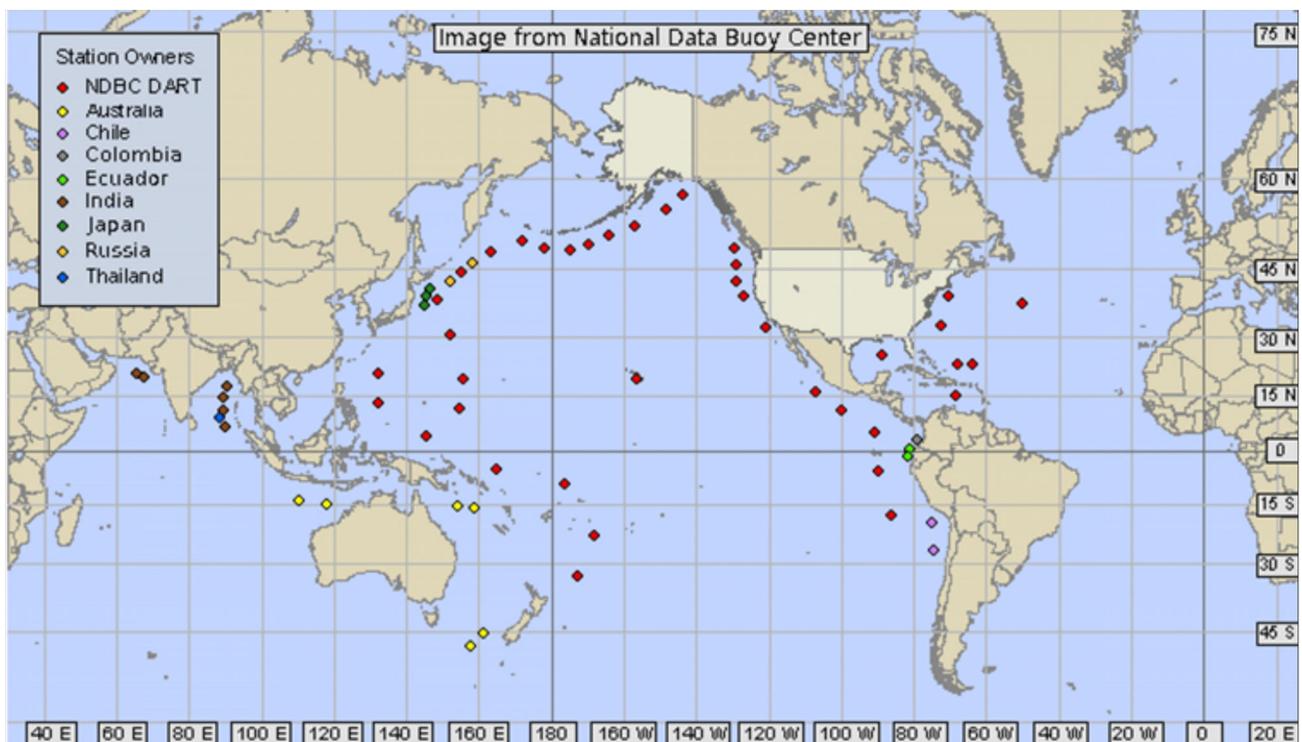


Fig. 4. Distribución de boyas DART. Fuente: NOAA: <http://www.ndbc.noaa.gov/dart.shtml>.

todas estas estaciones cumplen con los requisitos técnicos requeridos por los sistemas de alerta de tsunamis. En nuestra región (zona NEAMTWS), la renovación de las estaciones de nivel del mar se ha realizado de forma gradual desde el año 2006, a medida que los distintos estados miembros decidían que podían asumir esta inversión: a finales de 2015, el porcentaje de estaciones contribuyendo a este portal con intervalo de muestreo menor o igual a 1 min llegaba ya al 65%. Es importante aclarar que estos datos de alta frecuencia y en tiempo real, lleguen o no al portal global de la UNESCO, sí deben llegar en tiempo real a los diferentes sistemas de alerta de tsunamis nacionales e internacionales, que pueden contar con más estaciones en algunos casos (algunos países todavía plantean problemas en la política abierta de distribución de datos promovida desde la UNESCO). Además, la densidad de estaciones debe ser mayor en las zonas de mayor riesgo de tsunami, el mar Mediterráneo y el Golfo de Cádiz en nuestro caso. Sin embargo, es precisamente en gran parte del Mediterráneo, y de manera más acusada en la costa Norte de África, donde hay una mayor carencia mayor de estaciones de nivel del mar con los requisitos aquí mencionados: esto constituye uno de los puntos débiles de los sistemas de alerta que actualmente se están poniendo en marcha en Europa.

Con respecto a la red de estaciones en aguas profundas, a día de hoy todavía no existe ninguna boya DART o similar en fase operacional en nuestras costas. La figura 4 muestra las estaciones disponibles, casi todas en el Pacífico, aunque la NOAA ha desplegado algunas en la costa Atlántica de Estados Unidos y en el Caribe. Una de estas boyas podría ser reubicada en el Golfo de Cádiz en el futuro, si se llega a un acuerdo con los gobiernos portugués y/o español. A finales de 2015 el Centro Nacional de Alerta de Tsunamis de Portugal estaba negociando con la NOAA esta posibilidad. Como ya se ha mencionado anteriormente, el coste de adquisición y mantenimiento de estas boyas es muy elevado; por otro lado, en la zona NEAMTWS, la mayor parte de las fuentes tsunamigénicas se encuentran en el Sur de Europa y Norte de África, cercanas precisamente a aquellos países donde la reciente crisis económica o los graves problemas sociopolíticos, dificultan o imposibilitan una inversión a nivel

nacional en este tipo de estaciones. Para complicar más la situación, estas fuentes tsunamigénicas están en general muy cercanas a la costa. Esto implica que el tiempo que se puede ganar para emitir la alerta de maremoto no es muy grande (a veces de tan solo 10 ó 15 minutos, generalmente no superior a una hora). Esto ha generado un debate sobre si esta inversión merecería la pena, y viene a sumarse al argumento en contra utilizado por los que consideran éste un riesgo muy lejano.

Hay que resaltar, por otro lado, que sí ha habido estaciones de aguas profundas en fase de prueba, generalmente instaladas en el contexto de proyectos de investigación, que desgraciadamente una vez finalizado el proyecto se quedan sin financiación. Tal sería el caso de la estación GEOSTAR, instalada por el CSIC en 2009 a 60 millas del Cabo San Vicente y a 3.300 metros de profundidad, en el marco del proyecto europeo NEAREST (NEAR shore sourceES of Tsunamis: towards an early warning system), del VII Programa Marco. GEOSTAR y otras estaciones similares en el Mediterráneo disponen de varios sensores en el fondo marino (por ejemplo, sismógrafos) para otras aplicaciones geofísicas. Además, las boyas DART disponen de sensores oceanometeorológicos en la boya de superficie que permiten su utilización para otras aplicaciones (medidas de viento, oleaje, temperatura, salinidad, etc). Este carácter multi-propósito es desde luego crucial para garantizar la sostenibilidad de estas infraestructuras en un futuro y es el que se viene aplicando, como se ha visto, en las estaciones de nivel del mar.

La situación o realidad actual de la red marina en NEAMTWS está todavía muy lejos de las recomendaciones recogidas en algunas publicaciones científicas en los últimos años. Estos estudios utilizan simulaciones numéricas de propagación de tsunamis, bajo diversos escenarios, para determinar los tiempos de llegada de las ondas a las costas y definir la ubicación óptima de mareógrafos y boyas dentro del sistema de alerta. Por ejemplo, Schindelé et al. (2008) llegan a proponer la instalación de hasta 13 boyas DART a unos 50 km de la costa africana, desde el Estrecho de Gibraltar hasta Túnez, espaciadas entre 50 y 90 km, y hasta 17 mareógrafos en el Norte de África. Según los autores, con esta red sería posible emitir aler-

tas de tsunami con la suficiente antelación en caso de producirse un maremoto con origen en las fallas del Norte de Argelia (análogo al maremoto de Baleares en 2003). Omira et al. (2009) proponen por su parte, para el Golfo de Cádiz, la instalación de como mínimo 3 boyas DART, que permitirían ganar tiempo y garantizar una protección aceptable de la población en caso de repetición de un terremoto y maremoto como los que tuvieron lugar el fatídico 1 de noviembre de 1755. De momento una red de estas características parece muy lejana y poco factible. Sin embargo, la instalación de al menos una boya DART en cada una de las zonas mencionadas quizá se lleve a cabo finalmente, si la concienciación sobre el riesgo sigue aumentando hasta el punto de considerarlo una inversión justificada.

4. Otras tecnologías en desarrollo.

Entre las tecnologías de detección del tsunami todavía en desarrollo y actualmente más estudiadas se encuentran las boyas GNSS, los radares HF y los cables submarinos de comunicaciones.

Las boyas GNSS (en inglés, Sistema Global de Navegación por Satélite) utilizan receptores GNSS sobre una plataforma flotante para medir las oscilaciones de nivel del mar. Aunque ya se utilizan en Japón y en el Sistema de Alerta de Tsunamis del Índico, la necesidad de una estación GNSS de referencia en tierra para aplicar correcciones diferenciales ha limitado hasta hace poco su uso lejos de la costa. Sin embargo, a medida que se desarrollen nuevos algoritmos de posicionamiento para mejorar la precisión del movimiento vertical, podrían ser una buena alternativa para fondear en aguas más profundas, más baratas y fáciles de mantener que las boyas DART. Portugal tiene intención de instalar una boya GNSS de este tipo en la costa portuguesa.

Los radares HF (High Frequency) son sistemas de teledetección instalados en costa que proporcionan datos de corrientes marinas superficiales y de oleaje en un área que puede llegar a 100 km mar adentro, dependiendo de la longitud de onda utilizada. En los últimos diez años el número de estaciones radar HF ha aumentado considerablemente en todo el

mundo. Por ejemplo, en Estados Unidos prácticamente toda la costa está cubierta por este tipo de instrumentación. En Europa, incluida España, cada vez existen también más estaciones. Diversos trabajos y artículos científicos demuestran que un tsunami puede ser detectado varios minutos antes de la llegada a un mareógrafo mediante el radar HF, a partir de la medida de los cambios bruscos en las corrientes. Algunos fabricantes disponen ya de algoritmos específicos para detección de tsunamis. Sin embargo, a día de hoy, todavía se encuentran en fase de desarrollo y no forman parte de los sistemas de alerta de tsunamis de manera operacional, como es el caso de las boyas DART y los mareógrafos.

Otra línea de investigación reciente es la utilización de la infraestructura de cables de telecomunicaciones desplegados por el fondo de mares y océanos en la actualidad. Se trataría de instalar en ellos sensores de presión de fondo, para la detección de maremotos, y otros sensores para medir parámetros de interés en el estudio del calentamiento global como la temperatura. Esto último sería muy interesante debido a la ausencia actual de datos de las capas más profundas de los océanos, que juegan un papel importante y poco conocido en el cambio climático.

En 2011 el Comité de Ciencia y Sociedad de la Unidad Internacional de Telecomunicaciones (International Telecommunication Unit: ITU), la COI (UNESCO) y la Organización Meteorológica Mundial (OMM) crearon un grupo de trabajo para analizar, en primer lugar, la viabilidad técnica de esta propuesta, actualmente ya confirmada, y a continuación explorar los aspectos económicos y de financiación de la iniciativa (Butler et al., 2014).

5. Algoritmos de detección de tsunamis.

Los nuevos requisitos de muestreo y transmisión de datos en mareógrafos han conducido al desarrollo de nuevas estrategias de control de calidad y proceso del dato en tiempo real (Pérez Gómez et al., 2013). Una de las novedades es la aplicación de algoritmos automáticos de detección de tsunamis, similares al descrito para las boyas DART (Beltrami et al., 2011, Bressan et al., 2013, Pérez Gómez et al., 2013). En Puertos del Estado, por ejemplo, el algorit-

mo utilizado automáticamente cada minuto consiste en aplicar a una ventana móvil de datos un filtro que elimina la marea y calcula la varianza de la señal filtrada. Si esta varianza supera un umbral determinado (cuando se produce una oscilación anómala en el nivel del mar), se emite una alerta automática. Existen hasta tres niveles de alerta, en función de la magnitud de la oscilación.

Estos algoritmos de detección de tsunami se enfrentan a dos complicaciones: por un lado, la presencia de datos erróneos puede alterar su eficiencia y, por otro, las series de nivel del mar en el interior de un puerto presentan regularmente oscilaciones de nivel del mar similares a las de los tsunamis, pero generadas por otros procesos físicos: meteotsunamis (cambios de presión atmosférica), ondas infragravitatorias (oleaje de periodo largo) y fenómenos de resonancia regional o local de diversa índole. Todos estos fenómenos generan oscilaciones del nivel con periodos del orden de minutos y, aunque de menor magnitud e impacto, pueden ser erróneamente interpretadas si ocurren poco después de un terremoto que podría dar lugar a un pequeño tsunami. La interpretación correcta de esta información requiere por tanto sofisticados controles de calidad en tiempo real y cuasi-real y un conocimiento de la variabilidad esperable en el punto de medida, que permita una identificación clara de un maremoto de pequeña magnitud (Pérez Gómez et al., 2016).

6. Situación de la red marina en la costa española.

El Instituto Geográfico Nacional (IGN), como responsable del Centro Nacional de Alerta de Tsunamis, recibe los datos en tiempo real de las estaciones sísmicas y de nivel del mar de la costa española, por ahora solo mareógrafos en costa. La mayoría de estos mareógrafos pertenecen a la red REDMAR de Puertos del Estado, con frecuencia de muestreo y transmisión de datos cada minuto desde hace ya varios años. Otras instituciones que contribuyen o están a punto de hacerlo al centro nacional de alerta de tsunamis son el propio IGN y SOCIB en Baleares.

Recientemente el JRC (Joint Research Centre) de la Comisión Europea ha instalado también,

en colaboración con el IGN, mareógrafos de detección de tsunamis en Cádiz y Cartagena. Se trata de un prototipo de mareógrafo acústico muy barato y de fácil mantenimiento. El objetivo, dentro de un proyecto de colaboración del JRC con la UNESCO es aumentar el número de estaciones de detección de tsunamis en el Mediterráneo (hasta 20 previstas). Estas estaciones en principio solo estarían dedicadas a esta aplicación.

La red de mareógrafos REDMAR es una red de nivel del mar multi-propósito y consta de 36 mareógrafos radar MIROS (figura 5). Estos mareógrafos consisten en un sensor radar MIROS situado sobre la superficie del agua, a pie de muelle. Miden con un intervalo de muestreo bruto de 2 Hz. Los datos cada 2 Hz se promedian a 1 minuto en el software de la estación, y se envían por email cada minuto a Puertos del Estado. Cada 20 minutos el sensor proporciona además parámetros de agitación u oleaje (oscilaciones por debajo de 30 segundos, generadas por el viento). Este esquema de funcionamiento, combinado con el control de calidad y algoritmo de detección de tsunamis de Puertos del Estado, permite la detección inmediata de cualquier oscilación anómala de nivel del mar y la recepción de la correspondiente alerta por parte de los operadores del sistema y la red.

Desde 2015, los datos y los mensajes de alerta llegan también al IGN, quien como Centro Nacional de Alerta de Tsunamis debe recibir la información sísmica y de nivel del mar en caso de un terremoto en el mar, y proporcionar la correspondiente alerta a Protección Civil y otros sistemas de alerta de tsunamis en la región.

Hay varios aspectos de la red REDMAR que deben ser mejorados para mayor garantía de disponibilidad del dato de nivel del mar en costa durante un maremoto, sobre todo si éste es de gran magnitud: duplicidad de sensores, sistemas de comunicaciones y mejora de las instalaciones, como ya se ha mencionado anteriormente. Dentro del proyecto nacional SOPRANO, Puertos del Estado está diseñando una nueva estación piloto en Huelva que dispondrá de un sensor de presión a pie de muelle, junto al radar MIROS, tal y como se recomienda para este tipo de estaciones; ade-

más se hará una remodelación completa de la estación, situando a mayor distancia del agua los elementos más vulnerables, mejora del cableado, etc. La utilización de un sensor de presión introduce problemas de mantenimiento y precisión, pero es por otro lado conveniente para disponer de datos si la amplitud de un maremoto superase la altura de operación del radar.

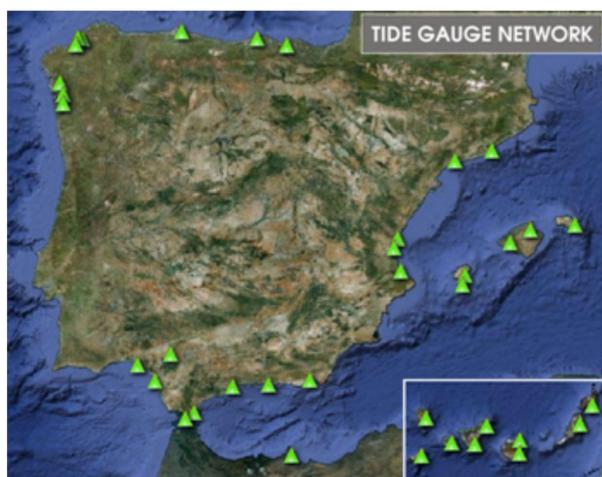


Fig. 5. Estaciones de la red REDMAR de Puertos del Estado, una de las componentes fundamentales de la red marina en la costa española. Abajo: estación de Palma con sensor GNSS (izqda.) y estación de Huelva con instalación de VSAT (dcha.).

En el futuro se deberán implementar las mejoras de Huelva en aquellas estaciones de la red situadas más cerca de las fuentes tsunamigénicas. De momento, en colaboración con el IGN, se ha instalado ya un sistema redundante de transmisión por satélite (VSAT) en las estaciones de Huelva, Melilla y Almería, algo que se prevé se extienda pronto a estaciones de Baleares y Canarias. Esta redundancia es importante ya que las comunicaciones estándar de la REDMAR (GPRS, ADSL, wifi) podrían colapsarse o interrumpirse durante

un evento. También se han dotado de estaciones GNSS colocadas sobre el propio sensor varias estaciones de la red, y una de ellas se instalará en Huelva antes de final de 2016.

Además de datos de estaciones en la costa española el IGN deber recibir los datos en tiempo real de los países vecinos. De manera fundamental y más crítica necesita los datos en tiempo real del nivel del mar en Portugal, Marruecos y Francia. Los datos de las estaciones españolas (incluidas las de Puertos del Estado descritas anteriormente) también se comparten con estos países, tal y como exigen el NEAMTWS y demás grupos de la UNESCO.

Por último, Puertos del Estado dispone de otras redes de medida que en la actualidad no pueden ser utilizadas para detección de tsunamis: la red de 27 boyas costeras y de aguas profundas existente no disponen de sensor de presión en el fondo, GNSS o cualquier otro elemento que permita esta medida. Por otra parte, están bastante cercanas a la costa. La actual red de radares HF que Puertos del Estado ha venido implementando en los últimos años, en colaboración con otras instituciones, dispone ya de estaciones operacionales para oceanografía en Galicia, Golfo de Cádiz, Estrecho de Gibraltar y delta del Ebro. Sin embargo, a día de hoy, tampoco estas estaciones pueden proporcionar todavía información de utilidad para los sistemas de alerta de tsunamis. Más información sobre estas redes y la red REDMAR en <https://portus.puertos.es>.

7. Conclusiones y futuro.

La detección temprana y confirmación instrumental de un maremoto es imprescindible para reducir las falsas alertas y la incertidumbre de un fenómeno natural extremadamente peligroso para el hombre y que además no se puede predecir. A pesar de que esta confirmación debería producirse, idealmente, en aguas abiertas, mediante boyas u otros sistemas de medida que garanticen un tiempo extra para emisión de la alerta, lo cierto es que hoy en día los mareógrafos en costa son todavía, especialmente en Europa y en la costa española, la principal o única fuente de información en tiempo real del maremoto.

Uno de los factores que determina la ausencia de boyas DART o similares en nuestras costas

es la cercanía de las fuentes tsunamigénicas a la costa en España y en el Mediterráneo en general: su alto coste (tanto de adquisición como de mantenimiento) complica la decisión de realizar esta inversión en estas circunstancias. Evidentemente, no ayuda en este sentido la poca conciencia que se ha tenido de este riesgo hasta la fecha, dada la afortunada poca frecuencia de ocurrencia de los maremotos.

La utilización de algoritmos automáticos de control de calidad y detección de tsunamis en tiempo real se está progresivamente incorporando a las redes de mareógrafos, como la red REDMAR de Puertos del Estado. Estos algoritmos deben ser configurados adecuadamente teniendo en cuenta la variabilidad del nivel del mar en los puertos. Además, los datos y mensajes automáticos recibidos han de ser siempre interpretados por personal experto en los centros de alerta. Otros fenómenos que causan inundación y problemas en puertos y playas (meteotsunamis, ondas infragravitatorias, etc.) son también detectados por estos sensores (aunque no sean considerados por los sistemas de alerta de tsunamis).

Hoy en día es necesaria una inversión adicional, no muy elevada, en los mareógrafos situados más cerca de las fuentes tsunamigénicas, con el fin de garantizar su supervivencia en caso de un evento extremo. Ello implica dotar algunas estaciones de sensor y comunicaciones redundantes, mejorar las instalaciones (p.e. armarios estancos, elevación de antenas y ordenadores), etc. La adaptación de las estaciones a los requisitos de detección de tsunamis comenzó poco antes de la crisis económica que en los últimos años ha requerido la reducción de costes en las redes de medida en todos los países; esto explica que en este momento la renovación final de las redes de mareógrafos todavía tenga pendientes estos importantes aspectos. Por otro lado, se observa un interés creciente en redes de mareógrafos cada vez más densas, para minimizar la pérdida de datos y para la mejora de los modelos numéricos.

Es imprescindible que el intercambio de datos en tiempo real entre sistemas de alerta regionales y nacionales se produzca de forma eficiente; algunos países todavía muestran reticencias en este sentido y es uno de los

aspectos en que más se está trabajando. Finalmente, debemos estar atentos a los últimos desarrollos en las nuevas tecnologías como el radar HF o la instrumentación de cables submarinos. A medida que se compruebe la viabilidad de su utilización y el coste podrían ser incorporados a los sistemas de alerta de tsunamis.

Referencias.

SCHINDELÉ, F.; LOEVENBRUCK, A. y HÉBERT, H. «Strategy to design the sea-level monitoring networks for small tsunamigenic oceanic basins: the Western Mediterranean case». En: *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2008, núm. 8, págs. 1019–1027.

OMIRA, R.; BAPTISTA, M. A.; MATIAS, L.; MIRANDA, J. M.; CATITA, C.; CARRILHO, F. y TOTO, E. «Design of a Sea-level Tsunami Detection Network for the Gulf of Cadiz». En: *Natural Hazards and Earth System Sciences*, núm. 9, págs. 1327–1338.

IOC (UNESCO). *The Global Sea Level Observing System. Implementation Plan 2012. Technical report 194*. Intergovernmental Oceanographic Commission, 2012.

BELTRAMI, G. M.; DI RISIO, M. y DE GIROLAMO, P. «Algorithms for automatic, real-time tsunami detection in sea level measurements». En: *The Tsunami Threat-Research and Technology*, ed. N.A. Moerner, 2011, cap. 27, págs. 549–573. ISBN: 978-953-307-552-5.

BRESSAN, L.; ZANIBONI, F. y TINTI, S. «Calibration of a real-time tsunami detection algorithm for sites with no instrumental tsunami records: application to coastal tide-gauge stations in eastern Sicily, Italy». En: *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2013, vol. 13 (12), págs. 3129–3144.

BERNARD, E.N.; GONZÁLEZ, F.I. y MEINIG, C. «Early detection and real-time reporting of deep-ocean tsunamis». *International Tsunami Symposium 2001*, 7-10 agosto 2001, Seattle, WA.

PÉREZ GÓMEZ, B.; ÁLVAREZ-FANJUL, E.; PÉREZ, S.; DE ALFONSO, M. y VELA, J. «Use of tide gauge data in operational oceanography and sea level hazard warning systems».

En: *Journal of Operational Oceanography*, 2013, vol. 6 (2), págs. 1-18.

PÉREZ GÓMEZ, B.; MANZANO, F.; ÁLVAREZ FANJUL, E.; GONZÁLEZ, C.; CANTAVELLA, J.V. y SCHINDELÉ, F. «Lessons derived from two high-frequency sea level events in the Atlantic: implications for coastal risk analysis and tsunami detection». En: *Frontiers in Marine Science*, 2016, en prensa.

BUTLER R. et ál. «The scientific and societal case for the integration of environmental sensors into new submarine telecommunication cables». ITU/UNESCO-IOC/WMO Joint Task Force on Green Cables: itu.int/go/ITU-T/greencable/. Génova, 2014. ISBN: 978-92-61-15201-7.

Sistema de Alerta Sísmica Temprana ALERTES-SC₃ desarrollado en el ROA

Antonio Pazos García

Departamento de Sismología.
Real Instituto y Observatorio de la Armada, España.

[Trabajo original en colaboración con M. López de Mesa, C. Rioja, J.M. Dávila, A. Morgado, J. Gallego, E. Buforn, A. Cibeira, M. Carranza, R. Cabièces, L. Lozano, J.V. Cantavella, A. Strollo, F. Carrilho y W. Hanka.]

Resumen

La imposibilidad actual de prevenir la ocurrencia de eventos sísmicos en cualquier parte del planeta nos fuerza a buscar fórmulas de alerta sísmica temprana que permitan al menos que, tras la detección de un terremoto por parte de las distintas redes sismográficas, nos podamos adelantar a su impacto con la mayor inmediatez posible, minimizando así sus efectos. La medición de las ondas primarias, cuya llegada se anticipa a las ondas secundarias en función de la distancia, aun cuando sea en unos pocos segundos, puede permitir la interrupción automática de circulación de trenes, aterrizaje de aviones, procesos industriales u otras actividades peligrosas durante y después de un evento sísmico de cierta magnitud.

El sistema ALERTES-SC₃, desarrollado por el Real Observatorio de la Armada (ROA) en colaboración con la Universidad de Cádiz (UCA) es un ejemplo de alerta sísmica temprana «real» que podría reducir las consecuencias catastróficas de un terremoto.

Palabras clave: ALERTES, sistemas de alerta sísmica temprana, SAST, terremotos.

1. Introducción.

Los terremotos son fenómenos naturales de ruptura de la corteza terrestre produciendo una sacudida brusca de forma que se libera la energía acumulada en forma de ondas sísmicas elásticas. Más del 90% de los terremotos están asociados a fallas geológicas, por lo que la mayoría se localizan en los bordes de las placas tectónicas, aunque también pueden ser originados por procesos volcánicos e incluso por la mano del hombre al influir en el equilibrio de fuerzas de la corteza terrestre, como por ejemplo explosiones, *fraking*, llenado de grandes embalses, etc.

Los efectos producidos por los terremotos son bien conocidos, y desgraciadamente pueden causar un gran número de víctimas y daños. Desafortunadamente todos los esfuerzos encaminados a la predicción de la ocurrencia han sido infructuosos hasta el momento, por lo que en las últimas décadas estos esfuerzos se han encaminado a la reducción de riesgo para

minimizar los posibles efectos. En esta línea de trabajo se podrían encuadrar los sistemas de alerta sísmica temprana (SAST), conocidos normalmente por sus siglas en inglés «EEWS» (Earthquake Early Warning System).

En el marco de los proyectos coordinados ALERTES (CGL2010-19803-C03-01) y ALERTES-RIM (CGL2013-45724-C03-03-R), ambos financiados por el Ministerio de Economía y Competitividad, el Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA) ha liderado el desarrollo de un sistema SAST para el sur de la península, denominado ALERTES-SC₃, que actualmente se encuentra en fase de prueba en tiempo real.

En este trabajo se presentan las ideas básicas para entender el funcionamiento de un SAST y las actividades realizadas en estos proyectos, con especial énfasis en el sistema ALERTES-SC₃ desarrollado.

2. Sistemas de Alerta Sísmica Temprana.

Las ondas elásticas originadas por un terremoto se propagan por el interior de la Tierra en todas direcciones. Las ondas primarias (ondas P) o longitudinales se propagan a una velocidad media de unos 6 km/s, mientras que las ondas secundarias (ondas S) o transversales se propagan a unos 4 km/s. Más lentas que las anteriores son las ondas superficiales cuya velocidad es entorno a los 3 km/s. En la figura 1 se muestra el registro de un terremoto y la llegada de estas ondas a una estación sísmica.

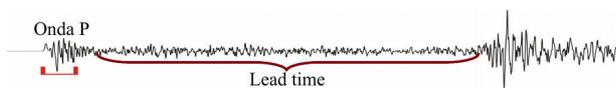


Fig. 1. Registro de un terremoto donde se muestra la llegada de las ondas P y S, así como el tiempo disponible (“lead time”) entre los primeros segundos de la onda P y la llegada de la onda S.

La idea de los sistemas de alerta sísmica temprana es la determinación de los parámetros del terremoto (hipocentro, hora origen y magnitud) a partir del análisis de los primeros segundos de las ondas P y proporcionar una alerta rápidamente antes de la llegada de las ondas S, que producen un movimiento más severo (mayor energía), a las zonas pobladas y grandes infraestructuras, permitiendo la mitigación de daños a corto plazo. En la figura 2 se muestra de forma esquemática esta idea de un SAST. Cuando los sensores sísmicos detectan la onda P avisan al centro de datos que determina su localización y magnitud y emite una alerta de aviso al objetivo que se pretende proteger de la inminente llegada de las ondas S.

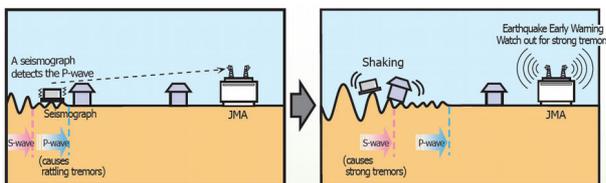


Fig. 2. Esquema básico de funcionamiento de un SAST.

Hay dos formas de abordar esta idea (Kanamori, 2005). En la concepción regional se utiliza la llegada de la onda P a varias estaciones sísmicas de una red al objeto de determinar los datos hipocentrales y la magnitud, se estima, por tanto, toda la información necesaria

para emitir una alerta completa, incluyendo los tiempos disponibles («lead times») a los blancos seleccionados antes de la llegada de las ondas S. Dado que antes de emitir la alerta hay que esperar a que los primeros segundos de la onda P lleguen a varias estaciones, es claro que existirá una zona ciega («blind zone») centrada en la localización hipocentral donde la onda secundaria (S) ya habrá alcanzado.

La concepción in situ utiliza la información de una única estación y aunque podría estimarse la magnitud no es posible determinar la localización hipocentral y en consecuencia se desconoce el tiempo disponible o «lead time». A pesar de ello, es posible determinar un nivel de alerta de forma local.

Pero tanto en la concepción regional como in situ, los tiempos disponibles dependerán de la geometría de la red sísmica (tiempos de detección) y de la distancia de los blancos a proteger al hipocentro (Nakamura, 2004). En cualquier caso, los tiempos disponibles están en el rango de los segundos, pero tiempo suficiente para llevar a cabo acciones automáticas, entre otras abortar aterrizajes, frenar trenes (como se hace en Japón) o parar líneas de montaje. Pero también acciones como suspender momentáneamente una operación, realizar acciones sencillas de autoprotección, etc., acciones sencillas que podrían salvar vidas, ya que nos pone en alerta sobre la llegada inminente de las ondas más destructivas.

3. Viabilidad, leyes de escalamiento y actividades relacionadas.

El sur de la Península Ibérica se encuentra en el complejo límite de placas entre Eurasia y África, que se caracteriza por la ocurrencia principalmente de terremotos moderados superficiales o de profundidad intermedia (Buforn et al., 1988, 2004). Sin embargo, históricamente han ocurrido grandes terremotos, especialmente el conocido como terremoto de Lisboa de 1755 (magnitud momento estimada de 8,5). Por ello, el sur de la península presentaban la necesidad de desarrollar un SAST. En la figura 3 se muestra la sismicidad registrada en los últimos 20 años así como algunos de los sismos más destructores ocurridos en el área Íbero-Mogrebí.

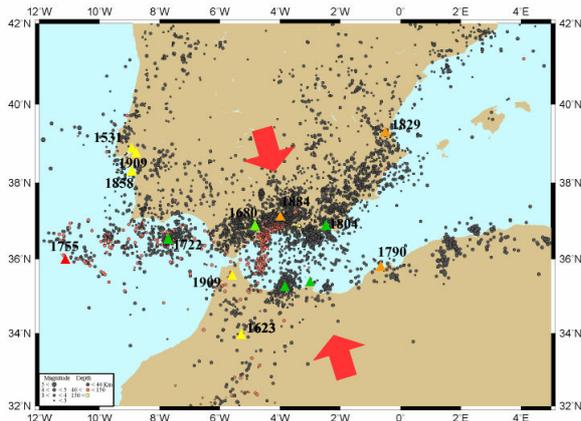


Fig. 3. Sismicidad registrada en los últimos 20 años y localización de algunos de los terremotos más destructivos. Los puntos grises señalan terremotos superficiales; los rojos, intermedios; y los amarillos, profundos. Los triángulos representan intensidades máximas de algunos terremotos destructivos: rojo, X; amarillo, IX; y verde, VIII.

Pazos et al. (2015), además de comprobar la viabilidad teórica de un SAST para el suroeste de la península, comparan los resultados obtenidos utilizando tres sistemas diferentes de vigilancia sísmica: Earthworm (USGS, 2005), SeisComp3 (Hanka et al, 2010) y PRESTo (Satriano et al., 2010). Para terremotos que ocurran en el suroeste del Cabo de San Vicente, solo la zona de San Vicente en Portugal quedaría en la denominada zona ciega, mientras que para los terremotos del Golfo de Cádiz casi toda la costa se encuentra o en la zona ciega o muy próxima a ella, situación que se mejoraría densificando el número de estaciones en la zona y disminuyendo los retardos por transmisión de datos.

Los SAST utilizan principalmente dos parámetros para estimar la magnitud: el periodo predominante (τ_c) (Kanamori, 2005; Wu et al., 2007), y el pico de desplazamiento (P_d) (Zollo et al., 2006; Satriano et al., 2010), obtenidos de los primeros segundos de la onda P. El periodo predominante puede ser considerado como el periodo promedio de la onda P y su logaritmo está relacionado linealmente con la magnitud momento del terremoto, mientras que el logaritmo del pico de desplazamiento depende linealmente de la magnitud y del logaritmo de la distancia hipocentral.

El periodo predominante (τ_c) viene dado por el cociente entre la energía del desplazamiento

del suelo y de la velocidad en una ventana de tiempo predeterminada (onda P) de corta duración, según la siguiente ecuación:

$$\tau_c = 2\pi \sqrt{\frac{\int u^2 dt}{\int \dot{u}^2 dt}}$$

donde «u» representa el desplazamiento del suelo y « \dot{u} » la velocidad.

Carranza et al (2013) obtienen las leyes de escalamiento para el sur de la península Ibérica utilizando una base de datos con los registros de 41 estaciones sísmicas de banda ancha, de las redes WM, IGN e IMPA (Portugal), de 94 terremotos seleccionados en el área Íbero-Mogrebí. Para el periodo predominante obtienen la relación expresada por la ecuación 2:

$$\log(\tau_c) = 0,30(\pm 0,07)M_w - 1,16(\pm 0,4)$$

mientras que para el pico de desplazamiento se obtiene la relación dada por la ecuación 3:

$$\log[P_d] = 1,02(\pm 0,03)M_w - 1,70(\pm 0,08) \log[R] - 4,6(\pm 0,02)$$

donde el pico de desplazamiento (P_d) está expresado en cm y la distancia hipocentral (R) en km.

Así mismo, obtienen la ley empírica que relaciona el pico de velocidad esperado del suelo con el pico de desplazamiento mediante la ecuación 4:

$$\log[PGV] = 0,87(\pm 0,02)\log(P_d) + 1,24(\pm 0,08)$$

que permite predecir el pico de velocidad que alcanzará el movimiento del suelo en la estación sísmica a partir del pico de desplazamiento del suelo de los primeros segundos de la onda P, y por tanto poder estimar los daños que causarán las ondas S más energéticas.

Debido a que numerosos terremotos tienen su epicentro en la mar (figura 3), en el marco del proyecto ALERTES-RIM ya mencionado, en septiembre de 2015 se desplegaron 6 sismómetros de fondo marino (OBS) que componen el «pool» conjunto ROA/UCM denominado FOMAR al suroeste del cabo San Vicente (figura 4) con la colaboración de buques de la Armada por un periodo de 8 meses, siendo recuperados (a excepción de uno de ellos) en abril de 2016. Actualmente los datos se están

procesando con un doble objetivo, por un lado se mejorarán las localizaciones hipocentrales de los sismos registrado al disponer de registros más cercanos y proporcionando una mejor cobertura azimutal, y por otro permitirá refinar las leyes de escalamiento obtenidas hasta la fecha.

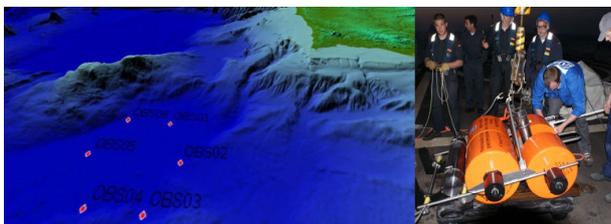


Fig. 4. A la izquierda, posiciones de los OBS del pool «FOMAR» al suroeste del cabo de San Vicente, y a la derecha imagen de un OBS preparado para el fondeo.

Otras actividades relacionadas con los SAST son los estudios realizados en el ROA sobre la viabilidad de utilizar los datos GNSS («Global Navigation Satellite System») para alerta sísmica temprana.

4. ALERTES-SC3: un SAST para el sur de la Península.

El sistema de gestión de datos sísmicos «SeisComP3» (Hanka et al., 2010) es un software desarrollado por el programa GEOFON (GFZ, Potsdam, Alemania) y GEMPA GmbH para la adquisición de datos, su procesado, protocolos de transferencia de datos en tiempo real, procesado automático para determinar su localización, profundidad magnitud y parámetros de ruptura, pero también proporciona herramientas para alerta de terremotos y de visualización. Este sistema fue concebido para vigilancia sísmica en tiempo real para alerta de tsunamis en el océano Índico. El sistema básico de SeisComP3 (SC3) está formado por módulos independientes conectados a través de mensajes y una base de datos. En la figura 5 se muestran algunas de las salidas gráficas del sistema.

Pero los sistemas de vigilancia sísmica están orientados a la determinación precisa de los parámetros y, en consecuencia, requieren que un gran número de estaciones registren el evento; además, normalmente, usan la amplitud de la onda S para el cálculo de la magnitud. Los tiempos de estimación dependerán de

la geometría de la red y la distancia hipocentral, pero normalmente oscilan entre 1 y pocos minutos, que si bien son adecuados para alerta de vigilancia sísmica y de tsunamis, no son de aplicación para sistemas de alerta sísmica temprana.

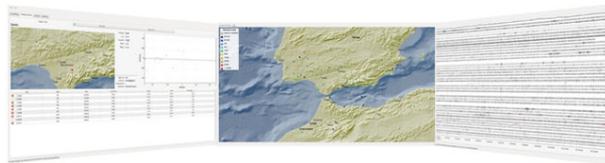


Fig. 5. Salidas gráficas del SC3. Centro: estaciones sísmicas activas y control de calidad; derecha: registro de datos en tiempo real; izquierda: información de un evento.

El SAST regional, «ALERTES-SC3», desarrollado en el ROA en colaboración con la Universidad de Cádiz (UCA), combina la utilización del sistema para alerta temprana con un tiempo de respuesta de pocos segundos, para posteriormente continuar con la determinación más precisa de los parámetros del sistema SeisComP3. Por ello, algunas características y módulos se han modificado o añadido para adaptar el SeisComP3 a aplicación de alerta sísmica temprana con los siguientes objetivos:

- a) Mejorar la rapidez del sistema para obtener una localización y tiempo origen tan solo unos pocos segundos después de las llegadas de la onda P a un mínimo de estaciones, manteniendo una precisión aceptable.
- b) La integración de los parámetros de alerta (τ_c y P_d) en el sistema sin afectar al funcionamiento del SeisComP3.
- c) La integración en el SC3 de la estimación de la magnitud a partir de los primeros segundos de la onda P (ecuaciones 2 y 3).
- d) Desarrollar un nuevo módulo para la alerta temprana integrado en SeisComP3 llamado «scalertes».
- e) Presentación de la información en diferentes aplicaciones del SeisComP3.
- f) Estimar el «lead-time» o tiempo disponible y el pico máximo de velocidad de movimiento del suelo (PGV), para las ciudades objetivo seleccionadas.

g) Complementar las salidas gráficas del sistema con gráficas actualizadas en tiempo real con la evolución de la alerta.

Como ya se ha mencionado, el SeisComP3 necesita esperar la amplitud (en su configuración normal) antes de proporcionar el origen del terremoto. Afortunadamente se ha podido establecer una configuración que reduce el tiempo a pocos segundos. Por otro lado se modificaron los módulos de detección y picado y el módulo de la estimación de la magnitud, además de crear e integrar el nuevo módulo de alerta. La figura 6 muestra un esquema del sistema ALERTES-SC3.

En cuanto a la concepción in situ, el ROA y la UCA han desarrollado el software necesario para ejecutarse en las propias estaciones sísmicas de forma que se pueda establecer un nivel de alerta local según los valores obtenidos de τ_c y P_d según una matriz de decisión.

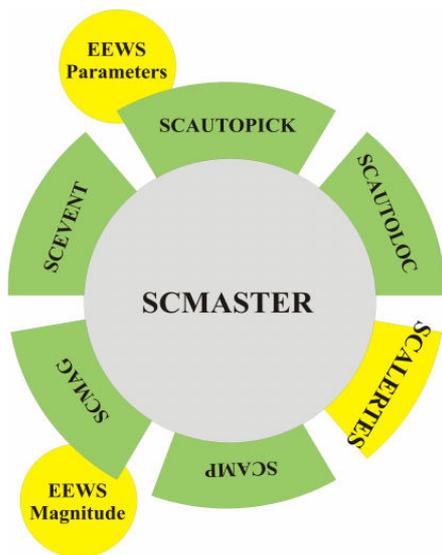


Fig. 6. Esquema básico del SAST ALERTES-SC3. En amarillo se indican los módulos modificados o creados.

Zollo et al. (2010) establece la tabla de decisión de la figura 7 para los sistemas in situ, donde el nivel 0 es el estado normal de la estación o cuando ocurre un terremoto de escasa magnitud; el nivel 1 es el caso de un terremoto importante pero lejano, por lo que no causará daños en las inmediaciones de la estación sísmica; el nivel 2 implica daños en la zona próxima a la estación, aunque el terremoto no sea de magnitud elevada, su epicentro es próximo; finalmente, el nivel 3 se produce por

un terremoto de grandes proporciones que producirá daños generalizados, y por tanto también en la zona donde se encuentra la estación sísmica.

	2	3
$P_d=0,2$ cm	0	1
0		$T_c=0,6$ s

Fig. 7. Matriz de decisión con los umbrales de los parámetros de alerta.

Este software se encuentra instalado, en fase de test en algunas estaciones de la red sísmica de banda ancha «Western Mediterranean» (WM) que opera el ROA, y se intercomunica con ALERTES-SC3 a través del módulo de alerta desarrollado por el ROA y la UCA.

5. Algunos resultados.

Como se ha mencionado, el sistema ALERTES-SC3 se encuentra en fase de test en tiempo real. En promedio, el sistema obtiene la primera estimación de los parámetros de los terremotos en unos 12 segundos desde que la onda P llega a un mínimo de 6 estaciones, si bien este retardo se debe a la latencia de las comunicaciones. En la figura 8 se muestra el estudio estadístico de la latencia. Si se utilizasen sistemas de comunicación dedicados, el tiempo necesario podría reducirse enormemente y por tanto se incrementarían los tiempos de reacción («lead times»).

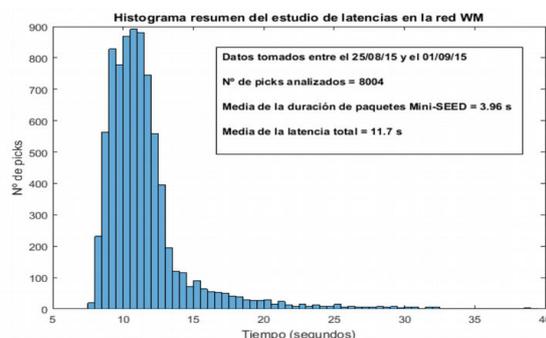


Fig. 8. Histograma resumen del estudio estadístico de la latencia de las estaciones de la red WM.

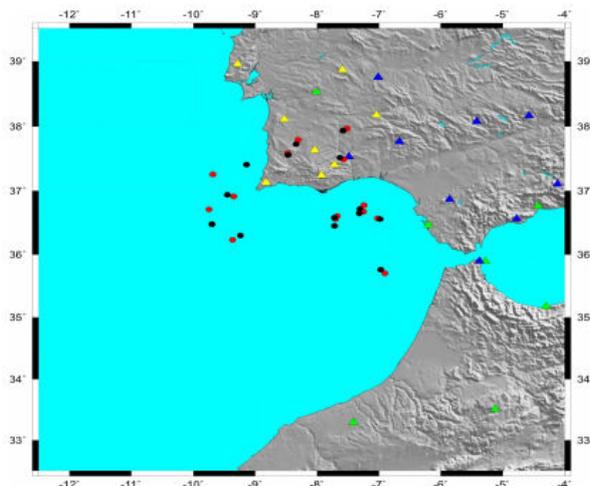


Fig. 9. Localizaciones de los terremotos registrados por ALERTES-SC3 (negro) y el IGN (rojo). Los triángulos muestran las estaciones sísmicas.

Por otro lado, el sistema se ha configurado para obtener una primera localización tras la detección de la onda P a un mínimo de 6 estaciones, atendiendo al compromiso entre la rapidez del sistema para emitir una alerta (cuantas menos estaciones se utilicen menor tiempo se necesita) y la precisión de las localizaciones, menor cuanto menos estaciones se utilicen. En la figura 9 se muestra la primera localización obtenida por ALERTES-SC3 y la localización definitiva del IGN. Hay que destacar que la solución final publicada por el IGN es obtenida con la información disponible de todas las estaciones sísmicas, y por tanto es más precisa y se utiliza como referencia.

6. Agradecimientos.

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por los proyectos de investigación ALERTES (Sistema de Alerta Sísmica Temprana: aplicación al sur de España, CGL2010-19803-C03-03) y ALERTES-RIM (Sistema de Alerta Sísmica Temprana: sistema regional y onsite para la región Íbero-Mogrebí, CGL2013-45724-C03-03-R).

También agradecer a las redes sísmicas WM, IGN y IM por sus facilidades y amable colaboración, así como a la Armada Española por su apoyo en los despliegues de los sismómetros de fondo marino (OBS).

Referencias.

BUFFORN, E.; UDÍAS, A., y MEZCUA, J. «Seismicity and focal mechanism in south Spain». En: BSSA, 1988, núm. 78, págs. 2008-2024.

BUFFORN, E.; BEZZEGHOUD, M.; UDÍAS, A. y PRO, C. «Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications». En: Pure and Applied Geophysics, 2004, núm. 161, págs. 623-646.

CARRANZA, M.; BUFFORN, E.; COLOMBELLI, S. y ZOLLO, A. «Earthquake early warning for southern Iberia: a P wave threshold-based approach». En: Geophysical Research Letters, 2013, núm. 40, págs. 1-6, doi: 10.1002/grl.50903.

HANKA, W.; SAUL, J.; WEBER, B.; BECKER, J.; HARJADI, P.; FAUZI y GITEWS SEISMOLOGY GROUP. «Real-time earthquake monitoring for tsunami warning in the Indian Ocean and beyond». En: Natural Hazards and Earth System Sciences, 2010, núm. 10, págs. 2611-2622.

KANAMORI, H. «Real-time Seismology and earthquake damage mitigation». En: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2005, núm. 33, págs. 195-214. DOI: 10.1146/annurev.earth.33.092203.122626.

NAKAMURA, Y. «13 UrEDAS, the Earthquake Warning System: today and tomorrow». En: 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, B.C., Canada, August 1-6, 2004, paper No. 908. XVII, 3, 58.

PAZOS, A.; ROMEU, N., LOZANO, L.; COLOM, Y.; LÓPEZ MESA, M.; GOULA, X.; JARA, J.A., CANTAVELLA, J.V.; ZOLLO, A.; HANKA, W. y CARRILHO, F. «A Regional Approach for Earthquake Early Warning in South West Iberia: a Feasibility Study». En: BSSA, 2015, núm. 105, págs. 560-567; DOI: 10.1785/0120140101

SATRIANO, C.; ELIA, L.; MARTINO, C.; LANCIERI, M. y ZOLLO, A. «PRESTo, the earthquake early warning system for Southern Italy: concepts, capabilities and future perspectives». En: Soil Dyn Earthquake Engineering, 2010. DOI:

10.1016/j.soildyn.2010.06.008.

USGS. Earthworm Documentation v 6.2, 2005. En línea:
<http://folkworm.ceri.memphis.edu/ew-doc/index.html>

WU, Y.M.; KANAMORI, H.; ALLEN, R.M. y HAUKSSON, E. «Determination of earthquake early warning parameters, τ_c and P_d , for southern California». En: *Geophysics Journal International*, 2007, núm. 170, págs. 711–717. DOI:
10.1111/j.1365-246X.2007.03430.x

ZOLLO, A.; LANCIERI, M. y NIELSEN, S. «Earthquake magnitude estimation from peak amplitudes of very early seismic signals on strong motion records». En: *Geophysical Research Letters*, 2016, núm. 33, L23312. DOI:
10.1029/2006GLO27795.

ZOLLO, A.; AMOROSO, O.; LANCIERI, M.; WU, Y.M. y KANAMORI, H. «A threshold-based earthquake early warning using dense accelerometer networks». En: *Geophysics Journal International*, 2010, núm. 183, págs. 963–974. DOI:
10.1111/j.1365-246X.2010.04765.x

Procesos generadores de maremotos en la región del Golfo de Cádiz

Juan Tomás Vázquez Garrido

*Doctor en Ciencias Geológicas - Científico Titular.
Instituto Español de Oceanografía*

Resumen

El Golfo de Cádiz es una región caracterizada por una importante dinámica geológica. La actividad tectónica en relación con la dinámica convergente-transpresiva del límite entre las placas de Eurasia y Nubia y la reactivación tectónico-gravitacional de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz, emplazada en el frente de deformación del orógeno bético-rifeño, están condicionando en esta región el desarrollo de un conjunto de fuentes tsunamigénicas capaces de generar maremotos. Fundamentalmente se tienen en cuenta dos tipos de fuentes tsunamigénicas, en primer lugar fallas inversas activas que rompen la morfología de la superficie del fondo oceánico y, en segundo lugar deslizamientos submarinos en relación con inestabilidades gravitacionales en los taludes de alta pendiente o a partir de unidades geológicas de comportamiento plástico. Así mismo, la localización de importantes montes submarinos en la región les confiere una mayor resistencia frente a la deformación y favorecen la concentración de la actividad tectónica en estos bancos. Por tanto es necesario el conocimiento tanto de la actividad tectónica como de las inestabilidades gravitacionales de la región para poder realizar una evaluación completa del riesgo de generación de maremotos en el Golfo de Cádiz.

Palabras clave: tectónica activa, fallas normales, fallas inversas, fallas en dirección, deslizamientos, fuentes tsunamigénicas potenciales.

1. Introducción.

Al evaluar el riesgo de maremotos o tsunamis en una región es necesario conocer cuáles son las probables fuentes tsunamigénicas potencialmente generadoras de maremotos y a partir de su geolocalización se derivarán los modelos que simulan tanto su generación como su propagación en las masas de agua y su impacto contra la franja costera. Hay fundamentalmente cinco mecanismos que se han propuesto clásicamente en la literatura: los terremotos y la deformación cosísmica que presentan junto con los movimientos bruscos de las fallas que los generan; los movimientos en masa del tipo deslizamiento tanto submarinos como subaéreos, en el caso de que alcancen en su desplazamiento las masas de agua; las erupciones explosivas en islas volcánicas o elevaciones submarinas de carácter volcánico; las expulsiones violentas de gas acumulado en el subsuelo; y, con menor fre-

cuencia pero con gran importancia, el impacto de grandes meteoritos.

Dejando a un lado el último de estos mecanismos, y aunque se han localizado acumulaciones de gas en el subsuelo del margen continental del Golfo de Cádiz, se considera que las dos fuentes tsunamigénicas principales de la región son la actividad sismotectónica y los deslizamientos submarinos de masas de tierra, que en algún caso sí pueden estar asociados con la presencia de gas en el sedimento, dado que este factor favorece la inestabilidad gravitacional de los sedimentos al aumentar la presión intersticial. Los estudios que se realizan con más frecuencia son los de fuentes tsunamigénicas potenciales asociadas a la actividad sismotectónica; probablemente a este proceso corresponde el mayor porcentaje de generación de maremotos. Para establecer el potencial de estas fuentes es necesario conocer las características de la geometría de la falla (tipo, longitud, salto) así como sus caracterís-

ticas sísmicas (magnitud potencial, propagación de las ondas). En el Golfo de Cádiz, diversos autores como Omira et al. (2011), Matías et al. (2013) y Omira et al. (2014) entre otros han analizado las principales fuentes tsunamigénicas del tipo sismotectónico que se describirán más adelante.

El estudio de tsunamis generados por deslizamientos de masas de tierras submarinas ha aumentado fuertemente en los últimos años. Ello está ocasionado a su vez por el aumento de la resolución de las técnicas de estudio de la geología marina, que han permitido conocer con más detalle las estructuras que afectan a la superficie del fondo marino, tanto las tectónicas como las producidas por inestabilidades gravitacionales que generan movimientos de materiales en masa, en particular deslizamientos submarinos. En este caso los parámetros básicos a tener en cuenta son el área y el volumen tanto de la zona de evacuación como de la zona de acumulación. La observación de estos rasgos morfológicos ha permitido, como en el caso de la actividad tectónica, evaluar el papel que tienen los deslizamientos submarinos como fuentes tsunamigénicas potenciales (Harbitz, 1992; Haugen et al., 2005; Løvholt et al., 2005; Harbitz et al., 2006; Masson et al., 2006; Tappin, 2010; Harbitz et al., 2014). Los estudios de generación de deslizamientos submarinos son complejos pues implican no sólo la existencia de una pendiente suficiente en la zona para que las unidades geológicas se destabilicen y/o de unidades geológicas constituidas por sedimentos que tengan una alta facilidad para sufrir una inestabilidad gravitacional, como son litologías caracterizadas por su comportamiento plástico como las arcillas; pero también que tengan una alta presión intersticial favorecida tanto por la propia agua de sedimentación como por la generación de gas a partir de la materia orgánica acumulada dentro del sedimento al depositarse, o incluso por la existencia de fluidos que migran a través de las unidades sedimentarias. Además es necesario tener en cuenta otros factores que pueden favorecer su formación como los cambios de presión asociados a las tormentas, a los cambios de nivel del mar de alta amplitud o a cargas producidas por el propio proceso de sedimentación, así como la presencia de gas libre o la disociación de los hidratos de gas dentro de los sedimentos, e incluso los propios

terremotos o cambios en la inclinación de los sedimentos relacionados con la actividad tectónica (Locat y Lee, 2002). En este sentido, los estudios de tsunamis generados potencialmente por deslizamientos son mucho menos numerosos en el Golfo de Cádiz. Entre ellos cabe destacar los trabajos de Lo Iacono et al. (2012) y Omira et al. (2016), si bien otros autores han citado la presencia de deslizamientos de diversa escala en esta región (Hernández-Molina et al., 2006; Mulder et al., 2009; Leynaud et al., 2016).

2. Contexto tectónico del Golfo de Cádiz.

La región del Golfo de Cádiz se sitúa en el dominio atlántico del actual límite de placas actual entre Eurasia y Nubia (África Occidental) (figura 1).

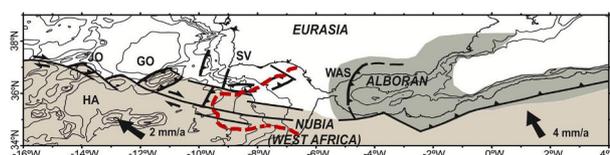


Fig. 1. Esquema de la región límite entre las placas de Eurasia (blanco) y Nubia (beige), así como el emplazamiento de la microplaca o dominio cortical de Alborán (gris) sobre este límite caracterizado por una convergencia oblicua con el desarrollo de fallas transformantes y fallas inversas. El trazado en rojo corresponde al límite en superficie de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. Esquema modificado de Vázquez y Vegas (2001).

En este contexto, la región comprende tanto los dominios de corteza continental adelgazada de los márgenes africano e ibérico (Eurasia), los diferentes dominios de corteza oceánica atlántica que son conocidos de sur a norte como los sectores de Sena, la Herradura y Tajo (Vázquez y Vegas, 2000) en relación con la llanura abisal que tiene asociados y el margen bético-rifeño que está constituido por el emplazamiento de una unidad alóctona en el frente de deformación del Arco de Gibraltar sobre los márgenes continentales africano e ibérico, e incluso sobre los dominios de corteza oceánica atlántica. El basamento del Golfo de Cádiz está constituido en su mayor parte por corteza continental ibérica o africana que se adelgaza hacia el oeste (Gràcia et al., 2003a; Medialdea et al., 2004), mientras que la corteza oceánica se encuentra bajo las llanuras abisales de la Herradura y Sena, y los montes

submarinos próximos (entre ellos los bancos de Gorringe, Ampere y Coral Patch).

La estructura de la corteza del Golfo de Cádiz y la propia actividad tectónica actual están controladas por la historia geodinámica entre las placas de África y Eurasia. La evolución geológica se ha caracterizado sucesivamente según Maldonado et al. (1999) por la apertura del Atlántico Central en el Mesozoico y construcción de un margen pasivo, por una convergencia general N-S entre el final del Cretácico y el Oligoceno Superior, en relación con el cierre por subducción del dominio de la cuenca oceánica del Tethys Alpino, y finalmente por el desarrollo del cinturón orogénico bético-rifeño generado por la migración hacia el oeste del Dominio Cortical de Alborán entre el Oligoceno Superior y el Tortonense y su colisión contra los márgenes continentales del sur de Iberia y del norte de África.

Por tanto, la estructura y evolución neógeno-cuaternaria de esta región está ligada al desarrollo de las Béticas y el Rif y la formación en su frente occidental del Arco de Gibraltar. Como consecuencia se produce, durante el Mioceno inferior y superior, el emplazamiento radial mediante un mecanismo mixto tectónico-gravitacional de un gran complejo de unidades alóctonas sobre las cuencas adyacentes al norte y el sur del orógeno, sobre el margen continental y sobre los dominios de corteza oceánica del Atlántico. Esta gran unidad alóctona es conocida como la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz o AUGC (Medialdea et al., 2004) y corresponde al principal rasgo morfotectónico de la región adoptando una geometría arqueada según se desplazaba hacia el oeste. La configuración interna de esta unidad está fuertemente deformada y ha sido definida como un prisma de acreción o *melange* tectónico. Su estructura interna se caracteriza por fallas inversas de cabalgamiento que afectan tanto a sus rampas frontal y laterales, mientras que al este se han desarrollado fallas normales lítricas que afectan a las unidades del Messiniense, Plioceno y Cuaternario, que mantienen la migración de esta unidad hacia el OSO, favorecido por el propio gradiente del margen. La AUGC está constituida por formaciones sedimentarias de baja densidad, evaporitas de edad Triásica y arcillas y margas con bloques de edad

comprendida entre Cretácico superior y el Mioceno (Maldonado et al., 1999). Estas unidades de baja densidad son en parte la fuente de las estructuras diapíricas observadas en la superficie del margen en forma de dorsales alargadas (Fernández-Puga et al., 2007).

Desde el Mioceno superior (Tortonense superior) a la actualidad, la región del Golfo de Cádiz se ha localizado sobre el límite de placas entre Nubia (África Occidental) y Eurasia, que se caracteriza en esta región por una convergencia oblicua de orientación general NO-SE a ONO-ESE (Herraiz et al., 2000). La dinámica de las placas de Eurasia y Nubia a través de su límite común, y el gradiente tectónico entre los principales relieves orogénicos presentes en los continentes y los dominios oceánicos atlánticos son los dos factores que condicionan la actividad tectónica más superficial de la región (Vázquez et al., 2008). Esta dinámica ha producido el desarrollo de importantes estructuras de transferencia de dirección ONO-ESE (Medialdea et al., 2004; Zitellini et al., 2009) y la reactivación compresiva de la AUGC, con el desarrollo de numerosas estructuras arqueadas especialmente en los dominios fisiográficos del talud medio e inferior, y la formación de un importante sistema de fallas lítricas normales en sectores proximales del margen (Medialdea et al., 2004; Vázquez et al., 2004, 2008). Además, cabe señalar que son numerosas las evidencias de escapes de gas en forma de volcanes de fango (Somoza et al., 2003), así como de una importante actividad diapírica (Fernández Puga et al., 2007) de forma que el mecanismo de migración, en ambos casos, está controlado por las estructuras tectónicas reactivadas durante el Plioceno-Cuaternario (Medialdea et al., 2009).

3. Modelos geodinámicos en el Golfo de Cádiz.

Existen dos grupos de modelos geodinámicos en el Golfo de Cádiz: los que contemplan procesos de subducción activa en relación con la colisión del orógeno bético-rifeño apoyándose en modelos de tomografía sísmica del manto (Gutscher, 2002; Gutscher et al., 2012) —en este caso la AUGC es considerada como un prisma de acreción activo y tendría lugar el hundimiento de la corteza oceánica atlántica

bajo el Arco de Gibraltar— y los que proponen que la subducción bajo este Arco ya no sería activa (Medialdea et al., 2004; Terrinha et al., 2009; Zitellini et al., 2009), tal como se observa en los perfiles sísmicos de reflexión donde una unidad sedimentaria recubre el frente de deformación de la AUGC.

Estos autores proponen, a partir de la interpretación de los modelos batimétricos obtenidos con sonda multihaz (Zitellini et al., 2009) y del estudio sistemático de perfiles de reflexión, que en la actualidad el límite de placas estaría definido por un sistema de fallas transformantes de dirección ONO-ESE, y desplazamiento dextral, que se extiende desde el sur del Banco de Gorringe hasta el margen africano al sur de Larache. Este sistema de fallas asumiría, de una forma distribuida, gran parte de la lenta convergencia oblicua que ha tenido lugar desde el Tortonense superior entre las placas de Eurasia y Nubia, si bien parte de la deformación ha sido asumida por fallas inversas y cabalgamientos de dirección NE-SO a ENE-OSO, generadas probablemente como consecuencia de la existencia de discontinuidades reológicas entre los diferentes segmentos de corteza presentes en el Golfo de Cádiz (Vegas y Vázquez, 2001; Sallares et al., 2013, Martínez-Loriente et al., 2014). De forma alternativa, algunos autores proponen que las fallas compresivas activas en la región, principalmente en el flanco norte del Banco de Gorringe y en relación con la falla de la Herradura, constituirían zonas de subducción incipiente (Maldonado et al., 1999; Duarte et al., 2013).

El límite actual entre las placas de Eurasia y Nubia se extiende desde el punto triple de Azores y la falla de Gloria hasta el oeste del Banco de Gorringe y continúa hacia el este en el Golfo de Cádiz a lo largo de la zona de falla SWIM (Zitellini et al., 2009). Esta zona de falla conecta con el sistema Rift-Tell al sur del orógeno bético-rifeño (Terrinha et al., 2009; Rosas et al., 2012) (figuras 1 y 2). Los diferentes modelos geodinámicos señalan la existencia de una convergencia oblicua de dirección NO-SE y con magnitudes de entre 2 a 5 mm/año entre las placas de Eurasia y Nubia (Nocquet, 2012). Los datos geodésicos obtenidos de estaciones de GPS de registro continuo (CGPS) y campañas de estaciones de GPS

muestran un desplazamiento general de dirección NO-ONO en la parte occidental de las cordilleras béticas (Koulali et al., 2011) con respecto al Macizo Ibérico, demostrando que las estructuras que constituyen el Arco de Gibraltar continúan activas en la actualidad.

4. Principales controles de la fisiografía de Cádiz.

Se diferencian tres áreas en el margen continental del Golfo de Cádiz en relación con los distintos dominios tectónicos (figura 2).

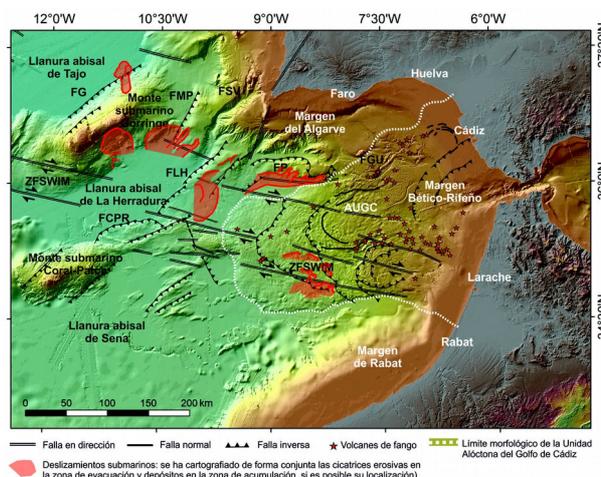


Fig. 2. Esquema tectónico del Golfo de Cádiz en el que se han cartografiado las principales estructuras tectónicas y desplazamientos de la región. Modificado de Medialdea et al. (2004), Terrinha et al. (2009) y Zitellini et al. (2009). FG: falla del Banco de Gorringe; FLH: falla de la Herradura; FMP: falla del Marqués de Pombal; FSV: falla de San Vicente; FCPR: falla norte de la cresta Coral-Patch; FP: falla del Banco de Portimao; FGU: falla del Banco del Guadalquivir; ZFSWIM: zona de falla SWIM.

La parte central corresponde al margen bético-rifeño, que en la plataforma continental se sitúa sobre las unidades correspondientes a este sistema orogénico. Las unidades del *flych* del Campo de Gibraltar se localizan en el sector próximo al Estrecho de Gibraltar rodeado tanto al norte como al sur por las unidades externas del orógeno, localizándose como frente de deformación del orógeno la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. La AUGC se extiende hacia el norte sobre la cuenca de antepaís del Guadalquivir, hacia el oeste sobre el margen continental y hacia el sur sobre la cuenca de antepaís de Gharb (Medialdea et al., 2004). Al norte y al sur de este sector se encuentran respectivamente los márgenes continentales del sur de Portugal (margen del Algarve) y del

oeste de Marruecos (margen de Rabat), que corresponden a la extensión en el margen de las regiones de antepaís del sistema orogénico bético-rifeño.

La morfología de esta región, en especial el talud continental, es muy compleja debido a la interacción de varios factores:

- i) neotectónica, en relación a su proximidad con un límite principal de placas;
- ii) emplazamiento de un gran cuerpo alóctono, en relación con la tectónica de las Béticas y el Rif, que controla la fisiografía del talud inferior;
- iii) reactivación de la deformación de este cuerpo durante el Plioceno y Cuaternario;
- iv) presencia de formaciones plásticas con procesos de soprepresión;
- v) desarrollo de procesos de escape de fluidos;
- vi) influencia de las masas de agua sobre la superficie del fondo (especialmente sobre el talud medio y superior);
- vii) existencia de diversos segmentos corticales de tipo tanto continental como oceánico, con diferentes comportamientos reológicos y diferencias de gradientes entre ellos;
- viii) y presencia de grandes elevaciones submarinas, especialmente en el entorno de la llanura abisal de la Herradura y en el margen del Algarve.

5. Estructuras tectónicas activas.

Se han diferenciado una serie de estructuras tectónicas activas a lo largo del Golfo de Cádiz (figura 2). Se trata de estructuras de carácter regional que afectan a la superficie del fondo marino y controlan la fisiografía de la región, llegando a generar elementos morfológicos sobre la superficie del fondo como escarpes, depresiones, crestas o abombamientos. Asimismo, estas estructuras afectan a las unidades sedimentarias pliocenas y cuaternarias e incluso a las unidades sedimentarias depositadas en los últimos 18.000 años (Medialdea et al., 2004; Vázquez et al., 2004; Hernández-Molina et al., 2006; Vázquez et al.,

2008; Vázquez et al., 2010). Se trata de fallas de movimiento en dirección, fallas inversas y en menor importancia fallas normales.

Fallas normales.

Se han descrito fallas normales en diversos escenarios. Las más significativas corresponden a fallas lítricas generadas mediante superficies de despegue despegadas a favor de las masas alóctonas (figuras 2 y 3).

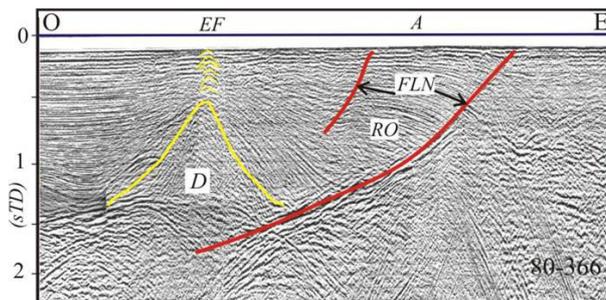


Figura 3. Perfil obtenido con sismica de reflexión en donde se observa la presencia de fallas normales lítricas (FLN) cuya actividad llega hasta la superficie del fondo marino, así como su relación en el bloque de techo de la falla con deformaciones de tipo roll-over (RO) y diapirismo (D). Tomado de Vázquez et al., 2008.

Se han localizado en los dominios de plataforma o del talud superior, donde pueden llegar a formar pequeños escarpes sobre la superficie del fondo. Además, en estos casos se generan pliegues de roll-over que pueden generar asimismo suaves abombamientos en la superficie del fondo, como sucede en la plataforma continental situada frente a la ciudad de Cádiz. Otros grupos de fallas normales son fallas gravitacionales y minicuevas de tipo semigraben, desarrolladas con mayor importancia en el talud inferior. Por último, son frecuentes fallas de tipo crestal y fallas de colapso sobre los cuerpos diapíricos.

Fallas Inversas.

Se han identificado una serie de grandes estructuras interpretadas como fallas inversas (figuras 2 y 4). Predominan fallas de tendencia NE-SO en las que además se produce una concentración de los eventos sísmicos que nos indica su importante actividad en la actualidad. Este grupo de estructuras está constituido por: la falla de Gorringe, localizada en el flanco noroeste de dicho banco con una longitud aproximada de 120 km; la falla

del Marqués de Pombal, con una longitud de unos 50 km; la falla de San Vicente, localizada en la prolongación suroccidental del cabo de San Vicente y que tiene una longitud aproximada de 100 km en el margen continental, si bien se ha relacionado clásicamente con la falla de San Vicente-Messejana-Palencia que atraviesa gran parte de la Península Ibérica; y la falla de la Herradura (figura 4), situada prácticamente en el límite entre el talud inferior del margen continental y la llanura abisal de la Herradura, caracterizándose por generar un marcado escarpe entre ambos dominios, con una longitud aproximada de 100 km, dividida en dos segmentos por la acción de fallas en dirección dextrales.

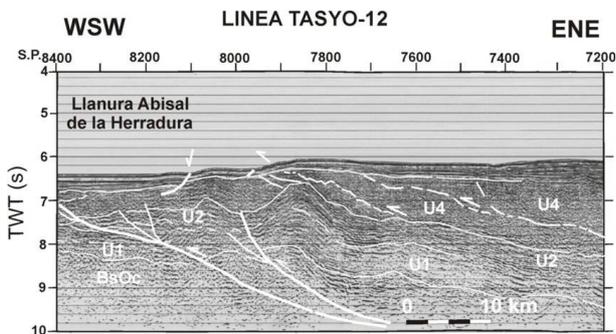


Fig. 4. Perfil sísmico de reflexión donde se observa la estructura de la falla inversa de la Herradura y la elevación de la superficie del fondo marino que se produce sobre el bloque elevado de esta falla. Tomado de Vázquez et al. (2004).

Prácticamente en continuidad con la anterior pero cambiando ligeramente a una dirección ENE-OSO se encuentra la falla norte del Coral-Patch Ridge, que es la prolongación hacia el este del monte submarino Coral-Patch, con una longitud de aproximadamente 60 km. Se proponen otras fallas en la región cuya localización está siendo debatida por la comunidad científica como la falla del Banco de Portimao (figura 2), de orientación E-O y 55 km de longitud, cuya orientación le hace más favorable a un comportamiento de falla en dirección aunque se han observado fallas inversas tanto hacia el norte como hacia el sur de dicho banco; o la falla del Banco del Gualquivir (figura 2), que podría ser en realidad una reactivación hacia el norte de la rampa lateral de la AUGC. Además, se han identificado dentro de la AUGC (figura 2) estructuras de geometría arqueada, diferenciadas a lo largo del talud continental al quedar marcadas por escarpes y

crestas. Su orientación varía de N-S a NO-SE, muestran una convexidad dirigida hacia el oeste y presentan diferentes amplitudes. Estas estructuras controlan especialmente la morfología del talud inferior, si bien también se han identificado en el talud medio de la parte africana del margen. Se interpretan como estructuras de fallas inversas que afectan a las masas alóctonas.

Fallas en Dirección.

En los modelos de batimetría multihaz ha sido posible cartografiar una serie de fallas de orientación ONO-ESE que han sido interpretadas como fallas en dirección y como el posible límite de placas entre Eurasia y Nubia (Terrinha et al., 2009; Zitellini et al., 2009) (figura 2). Se trata de fallas transformantes dextrales que conectan la parte meridional del Banco de Gorringe con la parte meridional de la cordillera del Rif. Se trata de una amplia zona de falla con cerca de 100 km de anchura y 600 km de longitud que estaría constituida por al menos 8 segmentos con similares características en su comportamiento mecánico. La localización de estas fallas fue ya propuesta previamente por Medialdea et al. (2004) a partir de perfiles sísmicos, y su caracterización final se ha realizado asimismo a partir del estudio de los diferentes segmentos con perfiles sísmicos (Bartolomé et al., 2012; Hensen et al., 2015).

Estas fallas controlan el emplazamiento de las masas alóctonas hacia la llanura abisal de la Herradura. Asimismo se ha observado que estas fallas fracturan y desplazan las estructuras arqueadas localizadas en el talud, o bien conectan el desplazamiento de dos de estas estructuras funcionando como fallas de transferencia. Morfológicamente su traza viene definida por escarpes, depresiones y crestas discontinuas alargadas, en respuestas a situaciones transtensivas o transpresivas a lo largo de estas fallas.

A pesar de su clara influencia sobre la morfología, estas fallas no presentan una neta actividad sísmica asociada. Este hecho se explica por la baja magnitud de la convergencia de placas en esta región y porque las fallas inversas, desarrolladas con una dirección más perpendicular a los esfuerzos regionales, asu-

mirían gran parte de los esfuerzos mientras que en estas fallas los esfuerzos se asumirían mediante una deformación más lenta y continua.

En general, la actividad contemporánea de este conjunto de fallas se observa en los perfiles sísmicos de reflexión, si bien la sismicidad se concentra en aquellas estructuras que asumen mejor la convergencia entre las placas, fundamentalmente las fallas inversas y las zonas de interferencia entre fallas inversas y fallas en dirección (Rosas et al., 2016). En relación con las fallas inversas es interesante señalar que no existen estructuras de longitudes superiores a 120 km, si bien la falla de la Herradura se encuentra prácticamente en continuidad hacia el norte con la falla de San Vicente y hacia el sur con la falla que limita hacia el norte la prolongación del Banco Coral-Patch, con lo cual se podría definir un sistema de fallas inversas con una longitud de hasta 260 km, donde además se concentra uno de los principales focos sísmicos de la región (Geissler et al., 2010; Martínez-Lorient et al., 2016; Rosas et al., 2016).

Los modelos geodinámicos realizados a partir de medidas de GPS obtenidas sobre el noroeste de África e Iberia, junto con la tasa de deformación sísmica y los datos de esfuerzo, permiten evaluar los diferentes contextos geodinámicos propuestos para la región. Los resultados de los modelos soportan la presencia de un límite de placas difuso entre Eurasia y Nubia, donde la convergencia es acomodada principalmente a lo largo de fallas inversas de dirección NNE-SSO a NE-SO y ENE-OSO, junto con fallas en dirección dextrales de orientación ONO-ESE sobre una zona de más de 200 km de anchura, datos que están de acuerdo, de forma general, con la distribución de la tasa de deformación sísmica y los mecanismos de falla asociados (Cunha et al., 2012).

6. Deslizamientos submarinos.

Son diversos los trabajos en los que se han identificado procesos de movimientos en masa y, en concreto, deslizamientos submarinos en el Golfo de Cádiz. Los deslizamientos se localizan en zonas de altas pendientes como son los flancos de los montes submarinos más importantes de la región, en áreas de tectónica

activa normalmente en relación con las principales fallas inversas, o en relación con la propia inestabilidad de las formaciones geológicas presentes en los niveles superiores. En la figura 2 se han cartografiado los deslizamientos reconocidos en la región y alguna posibles evidencias observadas en los rasgos de la batimetría.

Prácticamente en los flancos de todos los montes submarinos de la región existen deslizamientos de diferente tamaño, los más estudiados y más importantes son los que se encuentran en el flanco del Banco de Gorrinige, probablemente relacionados también con la alta actividad sísmica que presenta este banco. Lo Iacono et al. (2012) han estudiado la avalancha del norte de Gorrinige (NGA), se extiende entre las profundidades de 2.900 y 5.100 m y calculan que alcanzó un desplazamiento próximo a 80 km³ de materiales. Algo más al oeste, Omira et al. (2016) han definido el deslizamiento del sur del monte submarino Hironnelle, que en este caso implicaría a un volumen de unos 500 km³. En otros bancos morfológicos también se han localizado deslizamientos pero solo se ha realizado una primera cartografía de los mismos como en el Banco de Portimao, donde se han considerado deslizamientos de menores dimensiones tanto en su flanco septentrional como en el meridional (Terrinha et al., 2009; Vázquez et al., 2015; Leynaud et al., 2016).

En relación con la actividad y frentes de deformación de las fallas inversas también son numerosos los ejemplos citados que, aunque no presentan grandes dimensiones, son utilizados en este caso como una evidencia de la actividad de las propias fallas, dado que el movimiento de la falla y la actividad sísmica asociada serían importantes factores de inestabilidad del frente de deformación de la estructura. En este sentido se han citado deslizamientos asociados a las fallas inversas de La Herradura, San Vicente y Marqués de Pombal (Gràcia et al., 2003b; Terrinha et al., 2003; Terrinha et al., 2009; Martínez Lorient et al., 2016).

Por último, se han localizado deslizamientos submarinos que afectan a los materiales de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz (figura 2). En este caso un factor importante a tener en

cuenta es la presencia de un factor de inestabilidad interno de los materiales que constituyen esta unidad al estar constituida por diversas formaciones de comportamiento plástico, si bien el disparo de dichos deslizamientos se encuentra en la actividad tectónica, bien por la reactivación de estructuras como los cabalgamientos internos que presenta esta unidad, o bien por la formación de fallas normales gravitacionales (figura 5) como respuesta al desarrollo de elevaciones de la superficie del fondo, por ejemplo por diapirismo, que favorecen la inestabilidad gravitacional de los flancos de estos relieves, o incluso como consecuencia del movimiento de las fallas en dirección de orientación ONO-ESE.

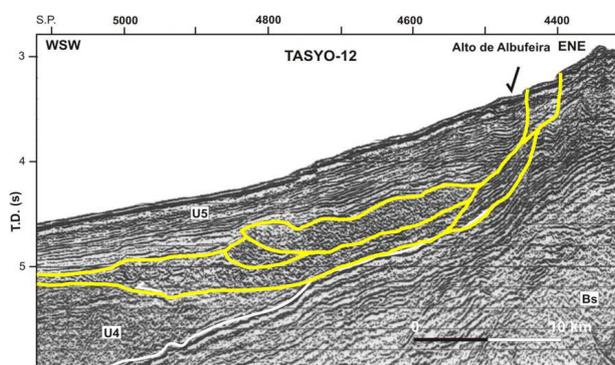


Fig. 5. Desarrollo de un deslizamiento a favor de fallas normales gravitacionales enraizadas en materiales de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. El deslizamiento está enterrado, pero se observa en las unidades suprayacentes el desarrollo de nuevas fallas gravitacionales.

7. Conclusiones.

El Golfo de Cádiz es una región caracterizada por una importante dinámica geológica. La actividad tectónica contemporánea es resultado de dos factores tectónicos principales: el primero es su localización en el límite entre las placas de Eurasia y Nubia, tal como se define hoy en día, caracterizada por una convergencia oblicua-transpresiva de baja velocidad y por la presencia de diferentes dominios corticales en la región; el segundo es el emplazamiento de la AUGC caracterizada por una estructura compleja de cabalgamientos imbricados con un importante volumen de unidades de materiales con comportamiento plástico, predominantemente margarcillosos y salinos. La AUGC ha sufrido procesos de neoformación y reactivación de estructuras tectónicas en su interior a lo largo del Plio-

ceno-Cuaternario, favorecidas por la presencia de unidades de materiales con comportamiento plástico.

Estos factores condicionan el desarrollo de dos tipos de fuentes tsunamigénicas: en primer lugar fallas inversas activas que rompen la morfología de la superficie del fondo oceánico y en segundo lugar generación de deslizamientos submarinos en relación con inestabilidades gravitacionales a partir de los taludes de alta pendiente o de las unidades geológicas de comportamiento plástico. Además, la localización de importantes montes submarinos alargados les confiere una mayor resistencia frente a la deformación y favorecen la concentración de la actividad tectónica en estos bancos al actuar como barreras reológicas, formándose fallas inversas y deslizamientos asociados en sus flancos.

La AUGC en el margen continental bético-rifeño del Golfo de Cádiz acomoda la mayor parte del esfuerzo tectónico mediante deformación dúctil para profundidades superficiales, tal como indica la ausencia de terremotos sobre esta Unidad Alóctona. Asimismo oblitera la deformación de las estructuras que afectan a su substrato. La alta movilidad lateral y vertical de las unidades geológicas que constituyen la AUGC, su comportamiento mecánico dúctil y el gradiente regional, favorecen el desarrollo de fallas extensionales que afectan a las unidades situadas sobre las estructuras diapíricas.

Está compleja situación fisiográfica, geodinámica, estratigráfica y tectónica hace que la región presente un elevado número de estructuras tectónicas, principalmente fallas inversas, o de deslizamiento submarinos que son potencialmente generadoras de maremotos, siendo necesario el control de su actividad y el conocimiento de la evolución de todas estas estructuras para tener una evaluación completa del riesgo tsunamigénico en la región, así como para la adopción de medidas preventivas.

Referencias.

BARTOLOMÉ, R.; GRÀCIA, E.; STICH, D.; MARTÍNEZ-LORIENTE, S.; KLAESCHEN, D.; MANCILLA, F.L.; LO IACONO, C.I.; DAÑOBEITIA, J.J. y ZITELLINI, N. «Evidence

for active strike-slip faulting along the Eurasia-Africa convergence zone: implications for seismic hazards on the SW Iberian Margin». En: *Geology*, 2012, G33107.1, <http://dx.doi.org/10.1130/G33107.1>.

CUNHA, T. A.; MATIAS, L.M.; TERRINHA, P.; NEGREDO, A.M.; ROSAS, F.; FERNANDES, R.M.S y L.M. PINHEIRO. «Neotectonics of the SW Iberia Margin, Gulf of Cadiz and Alboran Sea: a reassessment including recent structural, seismic and geodetic data». En: *Geophysical Journal International*, núm. 188, 2012, págs. 850–872. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05328.x>.

DUARTE, J. C.; ROSAS, F.M.; TERRINHA, P.; SCHELLART, W.P.; BOUTELIER, D.; GUTSCHER, M.A. y RIBEIRO, A. «Are subduction zones invading the Atlantic? Evidence from the southwest Iberia margin». En: *Geology*, núm. 41, 2013, págs. 839–842. <http://dx.doi.org/10.1130/G34100.1>.

FERNÁNDEZ-PUGA, M.C.; VÁZQUEZ, J.T.; SOMOZA, L.; DÍAZ DEL RIO, V.; MEDIALDEA, T.; MATA, M.P. y LEÓN, R. «Gas-related morphologies and diapirism in the Gulf of Cádiz». En: *Geo-Marine Letters*, núm. 27, 2007, págs. 213–221.

GEISSLER, W.H.; MATÍAS, L.; STICH, F.; CARRILHO, F.; JOKAT, W.; MONNA, S.; IBENBRAHIM, A.; MANCILLA, F.; GUTSCHER, M.A.; SALLARÈS, V. y ZITELLINI, N. «Focal mechanisms for sub crustal earthquakes in the Gulf of Cadiz from a dense OBS deployment». En: *Geophysical Research Letters*, núm. 37, 2010, L18309.

GRÀCIA, E.; DAÑOBEITIA, J.; VERGÉS, J. y TEAM, P. «Mapping active faults offshore Portugal (36 degrees N–38 degrees N): implications for seismic hazard assessment along the southwest Iberian margin». En: *Geology*, vol. 31 (1), 2003(b), págs. 83–86.

GRÀCIA, E.; DAÑOBEITIA, J.J.; VERGÉS, J.; BARTOLOMÉ, R. y CÓRDOBA, D. «Crustal architecture and tectonic evolution of the Gulf of Cadiz (SW Iberian margin) at the convergence of the Eurasian and African plates». En:

Tectonics, vol. 22 (4), 2003(a), 1033. DOI: 10.1029/2001TC901045.

GUTSCHER, M.A.; J. MALOD, J.P.; REHAULT, I.; CONTRUCCI, F.; KLINGELHOEFER, L.; MENDES-VICTOR, y SPAKMAN, W. «Evidence for active subduction beneath Gibraltar». En: *Geology*, núm. 30, 2002, págs. 1071–1074.

GUTSCHER, M.A.; DOMÍNGUEZ, S.; WESTBROOK, G.K.; LE ROY, P.; ROSAS, F.; DUARTE, J.C.; TERRINHA, P.; MIRANDA, J.M.; GRAINDORGE, D.; GAILLER, A.; SALLARÈS, V. y BARTOLOMÉ, R. «The Gibraltar subduction: a decade of new geophysical data». En: *Tectonophysics*, núm. 574–575, 2012, págs. 72–91.

HARBITZ, C.B. «Model simulations of tsunamis generated by the Storegga slides». En: *Marine Geology*, núm. 105, 1992, págs. 1–21.

HARBITZ, C.B.; LOVHOLT, F.; PEDERSEN, G. y MASSON, D.G. «Mechanisms of tsunami generation by submarine landslides: a short review». *Norwegian Journal of Geology*, núm. 86, 2006, págs. 255–264.

HARBITZ, C.B.; LØVHOLT, F. y BUNGUM, H. «Submarine landslide tsunamis: how extreme and how likely?». En: *Natural Hazards*, núm. 72, 2014, págs. 1341–1374.

HAUGEN, K.B.; LØVHOLT, F. y HARBITZ, C.B. «Fundamental mechanisms for tsunami generation by submarine flows in idealised geometries». En: *Marine and Petroleum Geology*, núm. 22, 2005, págs. 209–217.

HENSEN, CH.; SCHJOLZ, F.; NUZZO, M.; VALADARES, V.; GRÀCIA, E.; TERRINHA, P.; LIEBETRAU, V.; KAUL, N.; SILVA, S.; MARTÍNEZ-LORIENTE, S.; BARTOLOMÉ, R.; PIÑERO, E.; MAGALHAES, V.H.; SCHMIDT, M.; WEISE, S.; CUNHA, M.; HILARIO, A.; PEREA, H.; ROVELLI, L. y LACKSCHEWITZ, K. «Strike-slip faults mediate the rise of crystal-derived fluids and mud volcanism in the deep sea». En: *Geology*, vol. 43 (4), 2015, págs. 339–342.

HERNÁNDEZ-MOLINA, F.J.; LLAVE, E.; STOW, D.A.V.; GARCÍA, M.; SOMOZA, L.; VÁZQUEZ, J.T.; LOBO, F.; MAESTRO, A.;

DÍAZ DEL RÍO, V.; LEÓN, R.; MEDIALDEA, T. y GARDNER, J. «The Contourite Depositional System of the Gulf of Cadiz: a sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean Outflow Water and the continental margin characteristics». En: *Deep Sea Research II*, núm. 53, 2006, págs. 1420-1463.

HERRAIZ, M.; DE VICENTE, G.; LINDONAU-PARI, R.; GINER-ROBLES, J.L.; SIMÓN, J.L.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; VADILLO, O.; RODRÍGUEZ-PASCUA, M.; CICUÉNDEZ, J.I.; CASAS, A.; CABAÑAS, L.; RINCÓN, P.; CORTÉS, A.L.; RAMÍREZ, M. y LUCINI, M. Recent (Upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. En: *Tectonics*, vol. 19 (4), 2002, págs. 762-786.

KOULALI, A.; OUAZAR, D.; TAHAYT, A.; KING, R.W.; VERNANT, P.; REILINGER, R.E.; MCCLUSKY, S.; MOURABIT, T.; DAVILA, J.M. y AMRAOUI, N. «New GPS constraints on active deformation along the Africa-Iberia plate boundary». En: *Earth and Planetary Science Letters*, núm. 308, 2011, págs. 211-217.

LEYNAUD, D.; MULDER, T.; HANQUIEZ, H.; GONTHIER, E. y RÉGERT, A. «Sediment failures types, preconditions and triggering factors in the gulf of Cadiz». En: *Landslides*, 2016. DOI: 10.1007/s10346-015-0674-2.

LO IACONO, C.; GRÀCIA, E.; ZANIBONI, F.; PAGNONI, G.; TINTI, S.; BARTOLOMÉ, R.; MASSON, D.G., RUSSELL, B.W.; LOURENÇO, N.; ABREU, M.P.; DAÑOBEITIA, J.J. y ZITELLINI, N. «Large, deep water slope failures: implications for landslide-generated tsunamis». En: *Geology*, vol. 40 (10), 2012, págs. 931-934.

LOCAT, J. y LEE, H.J. «Submarine landslides: advances and challenges». En: *Canadian Geotechnical Journal*, núm. 39, 2002, págs. 193-212.

LØVHOLT, F.; HARBITZ, C.B. y HAUGEN, K.B. «A parametric study of tsunamis generated by submarine slides in the Ormen Lange/Storegga area off western Norway». En: *Marine and Petroleum Geology*, núm. 22, 2005, págs. 219-231.

MALDONADO, A.; SOMOZA, L. y PALLARÉS, L. «The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: Geological evolution (central North Atlantic)». En: *Marine Geology*, núm. 155, 1999, págs. 9-43.

MARTÍNEZ-LORIENTE, S.; GRÀCIA, E.; BARTOLOMÉ, R.; SALLARÈS, V.; CONNORS, C.; PEREA, H.; LO IACONO, C.; KLAESCHEN, D.; TERRINHA, P.; DAÑOBEITIA, J.J. y ZITELLINI, N. «Active deformation in old oceanic lithosphere and significance for earthquake hazard: seismic imaging of the Coral Patch Ridge area and neighboring abyssal plains (SW Iberian Margin)». En: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, núm. 14, 2013. DOI: 10.1002/ggge.20173.

MARTÍNEZ-LORIENTE, S.; SALLARÈS, V.; GRÀCIA, E.; BARTOLOMÉ, R.; DAÑOBEITIA, J.J. y ZITELLINI, N. «Seismic and gravity constraints on the nature of the basement in the Africa-Eurasia plate boundary: New insights for the geodynamic evolution of the SW Iberian margin». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, núm. 119, 2014, DOI:10.1002/2013JB010476.

MARTÍNEZ-LORIENTE, S.; GRÀCIA, E.; BARTOLOMÉ, R.; PEREA, H.; KLAESCHEN, D.; DAÑOBEITIA, J.J.; ZITELLINI, N.; WYNN, R.B. y MASSON, D.G. «Morphostructure, tectono-sedimentary evolution and seismic potential of the Horseshoe Fault, SW Iberian Margin». En: *Basin Research*, 2016. DOI: 10.1111/bre.t2225.

MASSON, D.G.; HARBITZ, C.B.; WYNN, R.B.; PEDERSEN, G. y LØVHOLT, F. «Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction». En: *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A364 (1845), 2006, págs. 2009-2039.

MATIAS, L. M.; CUNHA, T.; ANNUNZIATO, A.; BAPTISTA, M.A. y CARRILHO, F. «Tsunamiogenic earthquakes in the Gulf of Cadiz: fault model and recurrence». En: *Natural Hazards and Earth System Sciences*, núm. 13, 2013, págs. 1-13.

- MEDIALDEA, T.; VEGAS, R.; SOMOZA, L.; VÁZQUEZ, J.T.; MALDONADO, A.; DÍAZ-DEL-RÍO, V.; MAESTRO, A.; CÓRDOBA, D. y FERNÁNDEZ-PUGA, M.C. «Structure and evolution of the "Olistostrome" complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cádiz (eastern Central Atlantic): Evidence from two long seismic crosssections». En: *Marine Geology*, núm. 209, 2004, págs. 173-198.
- MEDIALDEA, T.; SOMOZA, L.; PINHEIRO, L.M.; FERNÁNDEZ-PUGA, M.C.; VÁZQUEZ, J.T.; LEÓN, R.; IVANOV, M.K.; MAGALHAES, V.; DÍAZ-DEL-RÍO, V. y VEGAS, R. «Tectonics and mud volcano development in the Gulf of Cádiz». En: *Marine Geology*, núm. 261, 2009, págs. 48-63.
- MULDER, T.; GONTHIER, E.; LECROART, P.; HANQUIEZ, V.; MARCHÈS, E.; y VOISSET, M. «Sediment failures and flows in the Gulf of Cadiz (Eastern Atlantic)». En: *Marine and Petroleum Geology*, núm. 26, 2009, págs. 660-672.
- NOCQUET, J.M. y CALAIS, E. «Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe». En: *Pure and Applied Geophysics*, núm. 161, 2004, págs. 661-681.
- NOCQUET, J.M. «Present-day kinematics of the Mediterranean: a comprehensive overview of GPS results». En: *Tectonophysics*, núm. 579, 2012, págs. 220-242.
- OMIRA, R.; BAPTISTA, M. A. y MIRANDA, J.M. «Evaluating tsunami impact on the Gulf of Cadiz coast (northeast Atlantic)». En: *Pure and Applied Geophysics*, vol. 168 (6-7), 2011, págs. 1033-1043.
- OMIRA, R.; BAPTISTA, M. A. y MIRANDA, J.M. «Probabilistic Tsunami Hazard in the Northeast Atlantic from Near and Far Field Tectonic Sources». En: *Pure and Applied Geophysics*, 2014. DOI 10.1007/s00024-014-0949-x.
- OMIRA, R.; RAMALHO, I.; TERRINHA, P.; BAPTISTA, M. A.; BAPTISTA, L. y ZITELLINI, N. «Deep-water seamounts, a potential source of tsunami generated by landslides? The Hirondelle Seamount, NE Atlantic». En: *Marine Geology*, núm. 379, 2016, págs. 267-280.
- ROSAS, F.M.; DUARTE, J.C.; NEVES, M.C.; TERRINHA, P.; SILVA, S.; MATIAS, L.; GRÁCIA, E. y BARTOLOMÉ, R. «Thrust wrench interference between major active faults in the Gulf of Cadiz (Africa-Eurasia plate boundary, offshore SW Iberia): tectonic implications from coupled analog and numerical modeling». En: *Tectonophysics*, núm. 548-549, 2012, págs. 1-21.
- ROSAS, F.M.; DUARTE, J.C.; SCHELLART, W.P.; TOMÁS, R. y TERRINHA, P. «Seismic Potential of Thrust-Wrench Tectonic Interference between Major Active Faults Offshore SW Iberia: a New Explanation for the 1755 Great Lisbon Earthquake?» En: *Plate Boundaries and Natural Hazards, Geophysical Monograph*, núm. 219, ch. 9, 2016, págs. 193-217. American Geophysical Union. Jhon Wiley & Sons, Inc.
- SALLARÈS, V.; GAILLER, A.; GUTSCHER, M.A.; GRAINDORGE, D.; BARTOLOMÉ, R.; GRÁCIA, E.; DÍAZ, J.; DAÑOBEITIA, J.J. y ZITELLINI, N. «Seismic evidence for the presence of Jurassic oceanic crust in the central Gulf of Cadiz (SW Iberian margin)». En: *Earth and Planetary Science Letters*, núm. 311, 2011, págs. 112-123.
- SOMOZA, L.; DÍAZ DEL RÍO, V.; LEÓN, R.; IVANOV, M.; FERNANDEZ-PUGA, M.C.; GARDNER, J.M.; HERNÁNDEZ-MOLINA, F.J.; PINHEIRO, L.M.; RODERO, J.; LOBATO, A.; MAESTRO, A.; VÁZQUEZ, J.T.; MEDIALDEA, T. y FERNÁNDEZ-SALAS, L.M. «Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cádiz mud volcano area: acoustic imagery, multibeam and ultrahigh resolution seismic data». En: *Marine Geology*, núm. 195, 2003, págs. 153-176.
- TAPPIN, D.R. «Submarine mass failure as tsunami sources: their climate control». En: *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, núm. 368, 2010, págs. 2417-2434.
- TERRINHA, P.; MATIAS, L.; VICENTE, J.; DUARTE, J.; LUÍS, J.; PINHEIRO, L.; LOURENÇO, N.; DIEZ, S.; ROSAS, F.;

MAGALHÃES, V.; VALADARES, V.; ZITELLI-NI, N.; ROQUE, C. y VÍCTOR, L.M. «Morphotectonics and strain partitioning at the Iberia-Africa plate boundary from multi-beam and seismic reflection data». En: *Marine Geology*, núm. 267, 2009, págs. 156-174.

VÁZQUEZ, J.T. y VEGAS, R. «Acomodación de la convergencia entre África y la Península Ibérica, Golfo de Cádiz y Mar de Alborán, a partir del análisis de terremotos». En: *Geogaceta*, núm. 27, 2000, págs. 171-174.

VÁZQUEZ, J.T.; MEDIALDEA, T.; HERNÁNDEZ-MOLINA, F.J.; SOMOZA, L.; DÍAZ DEL RÍO, V.; VEGAS, R.; LEÓN, R.; BÁRCENAS, P.; MAESTRO, A. y FERNÁNDEZ-PUGA, M.C. «Morfología y tectónica del talud inferior del Golfo de Cádiz». En: VI Congreso Geológico de España, *Geotemas*, vol. 6 (5), 2004, págs. 210-214.

VÁZQUEZ, J.T.; MEDIALDEA, T.; SOMOZA, L.; VEGAS, R. y FERNÁNDEZ PUGA, M.C. «Revisión de las estructuras neotectónicas en la región del Golfo de Cádiz: margen continental y llanuras abisales adyacentes». En: *GeoTemas*, núm. 10 (SO7028), 2008, págs. 591-594.

VÁZQUEZ, J.T.; FERNÁNDEZ-PUGA, M.C.; MEDIALDEA, T.; DÍAZ DEL RÍO, V.; FERNÁNDEZ-SALAS, L.M.; LLAVE, E.; LOBO, F.J.; LOPES, F.C.; MALDONADO, A.; SOMOZA, L. y PALOMINO, D. «Fracturación Normal durante el Cuaternario Superior en la Plataforma Continental Septentrional del Golfo de Cádiz». En: *Resúmenes de la 1ª Reunión Ibérica sobre Tectónica Activa y Paleosismología*, Sigüenza, España, 2010.

ZITELLINI, N.; GRÁCIA, E.; MATÍAS, L.; TERRINHA, P.; ABREU, M.A.; DE ALTERIIS, G.; HENRIET, J.P.; DAÑOBEITIA, J.J.; MASSON, D.G.; MULDER, T.; RAMELLA, R.; SOMOZA, L. y DÍEZ, S. «The quest for the Africa-Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar». En: *Earth and Planetary Science Letters*, núm. 280, 2009, págs. 13-50.

Simulación del tsunami de 1755 y su impacto en las costas españolas del Golfo de Cádiz

Jorge Macías Sánchez

*Grupo EDANYA
Universidad de Málaga*

Resumen

La simulación numérica es una herramienta muy potente y versátil en muchas áreas de la ciencia y la tecnología, y no lo es menos en el campo de la predicción de los efectos de un tsunami, así como herramienta de prevención y mitigación de sus potenciales efectos devastadores. En este trabajo presentamos los resultados de la simulación numérica de un evento de características parecidas al que tuvo lugar en 1755, estudiando su propagación en mar abierto, su llegada a la costa y su impacto en la franja costera española del Golfo de Cádiz. Analizaremos con mayor detalle cual sería su impacto en la ciudad de Cádiz y en el enclave de Punta Umbría.

Palabras clave: tsunami 1755, simulación numérica, modelos matemáticos, Golfo de Cádiz, Tsunami-HySEA.

1. Introducción.

Han pasado 261 años del gran tsunami que arrasó la ciudad de Cádiz en 1755. Nos encontramos en los albores del siglo XXI y los medios de detección sísmológica, que han ido evolucionado de forma progresiva, son ahora mucho más rápidos y precisos. Los modelos para la simulación de tsunamis y la capacidad de cálculo han avanzado de una forma inimaginable en estos últimos años, pero más de dos siglos y medio después del mayor tsunami histórico que ha impactado en las costas de nuestro país, y a pesar de su recuerdo, si un evento de similares características tuviera lugar hoy en día sus consecuencias serían mucho más catastróficas que entonces. El gran crecimiento demográfico que ha tenido lugar en la franja costera impactada por este evento sería la causa de estas graves consecuencias, pero también el hecho de que nuestro país sigue sin estar preparado ante el riesgo de un tsunami que impactara en alguna de sus costas, siendo las costas mediterráneas y las atlánticas del Golfo de Cádiz las de mayor riesgo.

En este trabajo nos centramos en la potencialidad de los modelos numéricos y de la simulación directa para el estudio de este tipo de fenómenos, los tsunamis, y para la evalua-

ción de su impacto en la franja costera. El uso de este tipo de herramientas numéricas permite, por tanto, proporcionar un apoyo de inestimable valía en el diseño de planes de actuación y evacuación en caso de riesgo de tsunami, además de poder ser la base para la simulación en Sistemas de Alerta Temprana de Tsunami (SAT²) mediante la realización de simulaciones en tiempo real, avanzando cuál será el impacto de la ola antes de su llegada a costa. Para mostrar la potencialidad de estas herramientas numéricas hemos tomado como escenario de referencia un evento de características parecidas al de 1755, que impactó en la ciudad de Cádiz y en toda la franja costera española del Golfo de Cádiz, además, y obviamente, de otras zonas que no analizaremos en este trabajo. Estaremos interesados en estudiar cuál sería la extensión de la superficie inundada por este tsunami, así como cuáles serían los espesores de la capa de agua que se alcanzarían en toda la costa española del Golfo de Cádiz, con especial énfasis en la zona de Punta Umbría, la ciudad de Cádiz y zonas costeras aledañas. Todo ello sobre la configuración actual de la costa. El modelo numérico que hemos utilizado ha sido Tsunami-HySEA desarrollado por el grupo EDANYA de la Universidad de Málaga.

2. La Simulación Numérica como herramienta de predicción y prevención.

La simulación numérica es una herramienta muy potente ampliamente utilizada en todas las ramas de la ciencia y la tecnología. Las Ciencias Geofísicas no son una excepción y un buen ejemplo de ello es la simulación de los efectos de un tsunami. Los modelos matemáticos nos permiten evaluar el impacto de un tsunami, tanto si este ocurrió en el pasado (como se hace en el presente trabajo), como si se trata de un posible tsunami asociado a un potencial movimiento sísmico submarino sobre el cual tenemos indicios científicos de su eventual ocurrencia (simulación de escenarios posibles). Los resultados así obtenidos mediante este tipo de estudios nos permiten evaluar la capacidad destructiva del evento y, en última instancia, asistir en la puesta a punto de planes de prevención y de actuación en el caso de que un desastre de características similares al que se simula tuviera lugar. El objetivo final es de salvar vidas y minimizar las pérdidas económicas.

Los modelos numéricos también nos sirven como ayuda para comprender determinados aspectos del fenómeno real que representan, o también para apoyar o refutar ciertas hipótesis que, apoyadas en algún tipo de evidencia científica, se proponen. En el contexto de la prevención de los efectos de un tsunami, y gracias al muy reciente avance en las capacidades de supercomputación de las GPUs (procesadores de las tarjetas gráficas), una aplicación extremadamente reciente de los modelos numéricos es su utilización en los Sistemas de Alerta Temprana de Tsunamis, cuyo objetivo es reproducir los efectos de un tsunami que se acaba de producir antes de que la onda alcance la zona costera. En cualquier caso, lo que no se puede hacer es predecir la ocurrencia de un tsunami que va tener lugar en algún instante futuro, ya que los mecanismos generadores no son predecibles.

3. ¿Podemos confiar en los modelos matemáticos?

Todo modelo numérico, antes de su aplicación a un problema real al que pretende proporcionar una respuesta, debe evaluar su precisión y

fiabilidad. Es lo que se denomina validación y verificación del modelo. Evidentemente, si un modelo que representa la evolución de la onda de un tsunami predice una ola mucho mayor (o mucho menor) que la que realmente tendría lugar y una inundación en tierra muy diferente de la real, su utilidad sería muy pequeña sino nula. Es por ello necesario, antes de su utilización en la toma de decisiones o en su uso en estudios de inundabilidad, «validar» los modelos numéricos, haciendo para ello uso, en primer lugar, de soluciones analíticas (si existen) de las ecuaciones que el modelo resuelve y, en segundo lugar, de resultados de modelos físicos llevados realizados en laboratorio. Una segunda fase en la evaluación de un modelo consiste en la «verificación», la cual se realiza con datos observados en eventos reales, en el caso de tsunamis frecuentemente con datos de Tohoku 2011 en diversas localizaciones del mundo.

El modelo utilizado en este estudio, Tsunami-HySEA, ha sido testeado de forma exhaustiva y en particular ha pasado todos los problemas de validación en Synolakis et al. (2008), pero también otros tests de laboratorio y otros problemas de referencia propuestos en la bibliografía (*benchmarks* en terminología anglosajona). Algunos de estos ejemplos de validación pueden encontrarse en las referencias Castro et al. (2005), Castro et al. (2007), Gallardo et al. (2007), Fernández et al. (2008), Castro et al. (2008), Castro et al. (2012) y De la Asunción et al. (2013). Parte de los *benchmarks* propuestos en Synolakis et al. (2008) para la evaluación de Tsunami-HySEA pueden encontrarse en un informe dirigido al National Tsunami Hazard and Mitigation Program (NTHMP) en Macías et al. (2016a). Entre estos ejemplos de referencia el test de la Bahía de Monai, que es uno de los casos test más emblemáticos para los códigos de simulación de tsunamis, se presentó en el EGU 2013 en Macías et al. (2013). En la referencia Macías et al. (2016c) se presenta una comparación entre los resultados numéricos de Tsunami-HySEA y los del modelo MOST (PMEL/NOAA) para el escenario LANTEX 2013 y su impacto en las costas de Puerto Rico. Tsunami-HySEA también ha participado recientemente en un ejercicio de validación de modelos de tsunami con el objetivo de evaluar la capacidad predictiva de estos modelos para

las corrientes producidas por tsunamis, en particular en bahías y puertos. Este ejercicio fue organizado por el NTHMP y los resultados se recogen en Macías et al. (2016b) para Tsunami-HySEA y en Lynett et al. (2016) para la intercomparación entre diversos modelos, incluido Tsunami-HySEA.

4. Ecuaciones del modelo.

Tsunami-HySEA es el modelo numérico de la familia HySEA (<https://edanya.uma.es/hy-sea/>) diseñado específicamente para la simulación de tsunamis. Este código combina robustez, fiabilidad y una buena precisión en un modelo que está implementado para ser integrado utilizando GPUs y así poder realizar simulaciones en tiempos muy por debajo del tiempo real (FTRT, del inglés Faster Than Real Time).

El modelo Tsunami-HySEA resuelve el sistema de ecuaciones no lineales de aguas someras (*Shallow Water Equations* en la terminología anglosajona) en dos dimensiones de espacio, tanto en coordenadas cartesianas como esféricas. Por brevedad, aquí solamente presentamos el sistema de ecuaciones en derivadas parciales para el modelo en coordenadas cartesianas, que se escribe como sigue:

$$h_t + (q_x)_x + (q_y)_y = 0$$

$$(q_x)_t + (q_x^2/h + g h^2/2)_x + (q_x q_y/h)_y = ghH_x + S_x$$

$$(q_y)_t + (q_x q_y/h)_x + (q_y^2/h + g h^2/2)_y = ghH_y + S_y$$

En las ecuaciones anteriores, $h(x,t)$, denota el espesor de la capa de agua en el punto $x \in D \subset R^2$ en el tiempo t , representando D la proyección horizontal del dominio tridimensional donde el tsunami tiene lugar. La variable $H(x)$ representa la profundidad del fondo en el punto x medida a partir de un nivel de referencia que debemos fijar. La función $\eta(x,t) = h(x,t) - H(x)$ define la posición de la superficie libre del mar. Denotamos por $q(x,t) = (q_x(x,t), q_y(x,t))$ el flujo de masa de agua en el punto x en el tiempo t . Este flujo de masa se relaciona con la velocidad promedio del fluido integrada en la capa de agua, $u(x,t)$, mediante la expresión $q(x,t) = h(x,t) u(x,t)$. La notación $(\cdot)_t$, $(\cdot)_x$ y $(\cdot)_y$ hace referencia a las derivadas parciales en

tiempo y en espacio en las direcciones x e y , respectivamente.

Los términos S_x y S_y parametrizan los efectos de fricción y vienen dados por una ley de Manning:

$$S_x = -gh M_n^2 u_x \|u\| / h^{4/3}$$

$$S_y = -gh M_n^2 u_y \|u\| / h^{4/3}$$

donde $M_n > 0$ representa el coeficiente de Manning, que para este estudio se ha fijado en el valor estándar de 0,03.

Tsunami-HySEA implementa en un mismo código las tres fases que componen la simulación de un tsunami generado por un terremoto submarino: 1) generación a partir de la fuente sísmica, 2) propagación y 3) inundación de la zona costera. En la fase de generación se hace uso del modelo de deformación de Okada (1985) para predecir la deformación inicial del fondo marino que se supone que se transmite de forma instantánea a la superficie del mar para generar la onda inicial del tsunami. Este método de Okada asume que el terremoto se genera por la ruptura de un único plano de falla. Esta falla se describe por una serie de parámetros físicos que son: 1) buzamiento o inclinación (*dip*); 2) ángulo de deslizamiento (*strike*); 3) azimut (*rake*); 4) anchura de la falla; 5) longitud de la falla; 6) profundidad del epicentro; y deslizamiento o dislocación (*slip*). Tsunami-HySEA puede además combinar varios planos de falla, cada uno definido por su conjunto de parámetros, para modelizar una deformación del fondo más compleja. Además, cada falla puede iniciar su movimiento en distintos instantes de tiempo, pudiendo tratarse de una ruptura sincrónica o asíncrona, con rupturas que ocurren de manera sucesiva. A continuación, se simulan las etapas de propagación e inundación mediante la utilización de un modelo basado en las ecuaciones de *shallow water* 2D no lineales escritas en longitud/latitud para el caso de aplicaciones a tsunamis reales.

El paso de tiempo no está fijado; viene dado por una condición de tipo CFL (*Courant-Friedrichs-Levy*) que hará que el paso de tiempo se ajuste a la velocidad de propagación de las

ondas. De forma general el número CFL que se toma es igual a 0,9.

5. La simulación del tsunami de 1755.

5.1. Fuente tsunamigénica.

No existe consenso en la comunidad científica especializada sobre la fuente generadora del tsunami de 1755 y, sin lugar a dudas, esta es una cuestión aún abierta. Se han realizado numerosos estudios abordando este tema y, en muchas ocasiones, en estos trabajos se hace uso de modelos numéricos para apoyar la candidatura de una determinada fuente sísmica, a la vez que, eventualmente, descartar otras. Entre estos trabajos podemos citar Baptista et al. (1998), Baptista et al. (2000), Baptista et al. (2003), Zitellini et al. (2009), Barkan et al. (2009), Lima et al. (2010), entre otros.

Nosotros, para realizar la simulación que presentamos en este estudio, hemos tomado como fuente la proporcionada en el ejercicio LANTEX 2014 (IOC, 2013), que es esencialmente la misma fuente que la definida como fuente 5 en Barkan et al. (2009) y que, según su estudio numérico es la más probable entre las 16 fuentes que estos autores analizan. La tabla 1 muestra los parámetros de Okada que definen la fuente considerada, que resulta en un movimiento sísmico de magnitud 8,5.

Longitud	-10,75°
Latitud	36,04°
Strike	345,0°
Dip	40,0°
Rake	90,0°
Profundidad	5 km
Longitud	200 km
Anchura	80 km
Slip	12,9 m

Tabla 1. Parámetros de entrada para el modelo de Okada que definen la deformación inicial del fondo marino que hemos considerado en esta simulación. Los nombres en castellano de los parámetros dados en inglés pueden consultarse en el texto.

5.2. Batimetría.

Otro ingrediente necesario para realizar la simulación numérica de la propagación de un tsunami, una vez establecida la fuente generadora, es la definición del dominio de cálculo.

Este va a venir definido por las costas y la batimetría de la cuenca sobre la que se van a propagar las ondas del tsunami. Si además de la propagación también estamos interesados en realizar un análisis detallado del impacto de la onda del tsunami en la franja costera y de la extensión de la inundación que produce, en tal caso, también será necesario contar con una topografía de la franja costera de una buena resolución espacial, resolución espacial que dependerá de la resolución numérica que seamos capaces de alcanzar y que, a su vez, dependerá de la capacidad de cálculo de la que dispongamos. Para este estudio hemos utilizado los datos batimétricos del proyecto EMODnet con una resolución de 1/8 arc-min. Estos datos han sido completados en las costas andaluzas con el Modelo Digital del Terreno editado por la Junta de Andalucía con una resolución de 10 x 10 m.

5.3. Condición inicial.

Una vez que hemos determinado la fuente sísmica, y disponemos de la definición de la geometría de la cuenca donde las ondas del tsunami se van a propagar, es necesario generar la condición inicial para la simulación numérica. En nuestro caso se trata de calcular la deformación producida en el fondo marino por la fuente sísmica que hemos considerado. A continuación se supone que esta deformación en el fondo se transmite de forma instantánea a la superficie del mar, produciendo una onda inicial formada, esencialmente, por una zona de sobre elevación sobre la posición de reposo original de la superficie del mar (en rojo en la figura 1) y otra zona de hundimiento (en azul).

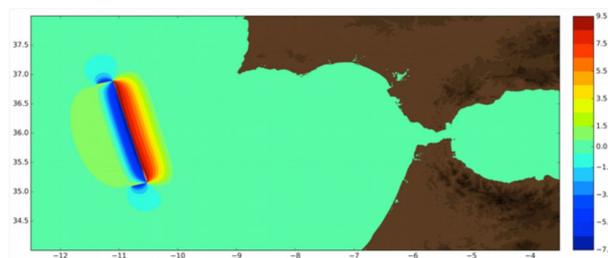


Figura 1. Condición inicial para la simulación realizada. La imagen representa la superficie del mar (en rojo sobre elevación y en azul hundimiento) que es reflejo de la deformación del fondo del mar.

5.4. Dominio computacional y mallas de cálculo.

El dominio de cálculo considerado, que puede verse en la figura 2, se extiende en longitud desde $-12^{\circ} 50'$ hasta $-5^{\circ} 00'$ y en latitud desde $34^{\circ} 37'$ hasta $37^{\circ} 50'$. Para realizar los cálculos en este dominio espacial se considera una primera malla computacional (nivel 0 en la figura 2) con una resolución espacial de 7,5 arcsec (aproximadamente 225 metros y formada por 3.600 volúmenes en longitud y 1.676 en latitud, lo que hace un total de más de 6 millones de elementos en esta primera malla más gruesa). Consideramos un segundo nivel (nivel 1, en la figura 2 en azul) que abarca toda la costa española del Golfo de Cádiz con una resolución de aproximadamente 46 metros (4 veces más fina que la malla del nivel anterior), y que está compuesta por 9.600×5.744 volúmenes en latitud/longitud lo que supone un total de más de 55 millones de volúmenes. Finalmente, se consideran 7 submallas de nivel 2, con una resolución de 14 m (4 veces más fina que la malla del nivel anterior) que nos sirven para estimar de forma precisa el grado de penetración de la onda en cada una de las franjas costeras cubiertas por estas submallas de alta resolución. Estas submallas están formadas por un total de casi 31 millones de volúmenes. Esto supone estar resolviendo, en cada iteración de tiempo, problemas con más de 240 millones de incógnitas.

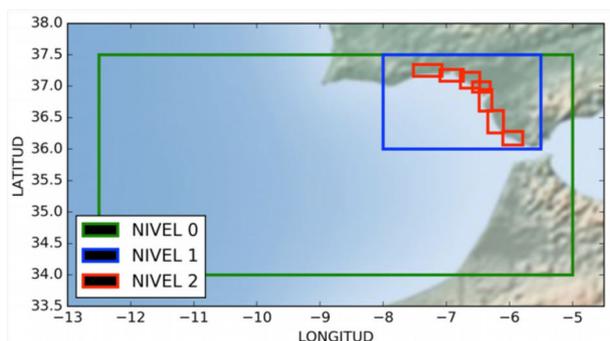


Figura 2. Dominio espacial de cálculo en el que se muestran los tres niveles de submallas utilizados con resoluciones de 225, 46 y 14 metros, respectivamente.

6. Resultados de la simulación numérica.

Presentamos a continuación los resultados de la simulación numérica que hemos realizado en el dominio anteriormente definido, con las

condiciones iniciales ya descritas y haciendo uso del código numérico Tsunami-HySEA. Presentaremos las elevaciones máximas de la onda simulada en todo el dominio, tiempos de llegada e impacto en las costas españolas del Golfo de Cádiz.

6.1. Elevaciones máximas de la onda.

La elevación máxima nos proporciona una valiosa información sobre la peligrosidad asociada al tsunami y del potencial de inundación de la onda en las distintas zonas de la costa. La figura 3 muestra la elevación máxima en todo el dominio de cálculo.

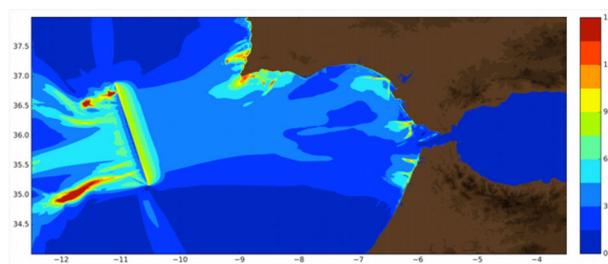


Figura 3. Elevación máxima de la superficie del mar a lo largo de toda la simulación. Como puede verse en la escala de colores (saturada) llegan a producirse elevaciones superiores a los 15 metros.

En la figura 4 se muestran las elevaciones máximas a lo largo de la costa de Huelva donde se observan elevaciones máximas de la onda al llegar a costa de hasta unos 8 metros. Se observa también como, lugares más próximos a la fuente, como puede ser el caso de la desembocadura del Río Guadiana, reciben un impacto mucho menor que otras zonas más alejadas de la fuente como, por ejemplo, Punta Umbría.

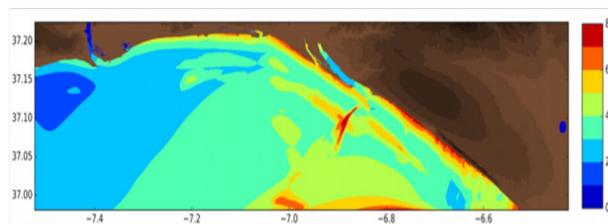


Figura 4. Elevación máxima de la superficie del mar a lo largo de toda la simulación en la costa de Huelva con Punta Umbría en el centro de la imagen.

La figura 5 presenta las elevaciones máximas que alcanza la ola del tsunami en la región costera próxima a las localidades Rota o la ciu-

dad de Cádiz. Puede observarse que en la zona que muestra la imagen el impacto de la onda es, en general, muy importante con altura de la ola de entre 6 y 8 metros.

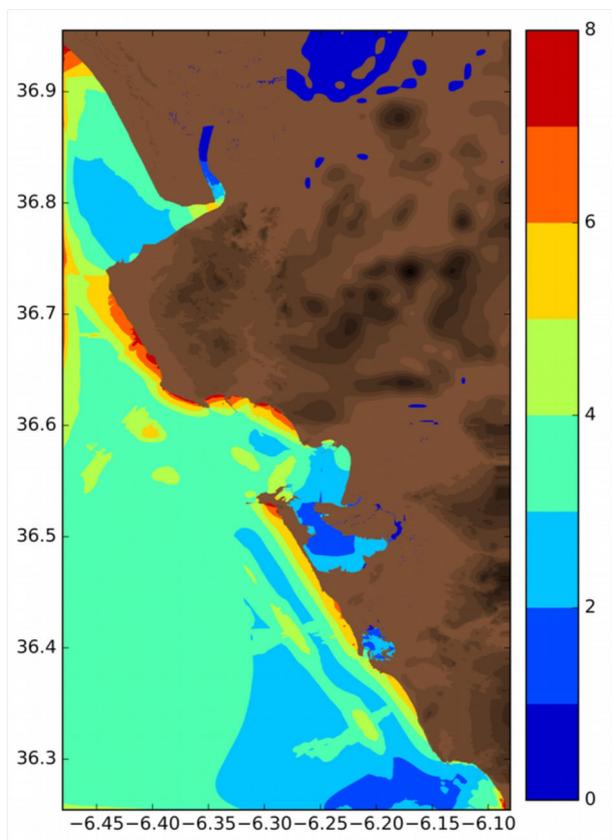


Figura 5. Elevación máxima de la superficie del mar a lo largo de toda la simulación en la costa de Cádiz con Rota y la ciudad de Cádiz entre las poblaciones más afectadas.

6.2. Tiempos de llegada.

Los tiempos de llegada nos proporcionan una estimación del tiempo de respuesta del que se dispone a la hora de evacuar a la población en caso de tsunami. Teniendo en cuenta que son necesarios unos 5 minutos para determinar la localización y magnitud de la fuente sísmica, y suponiendo que la simulación numérica nos proporcione su respuesta en menos de 5 minutos, el tiempo necesario para enviar un aviso a la población proporcionado por un SAT² que basa su actuación en simulaciones en tiempo real sería de unos 10-12 minutos. Esto conlleva que las medidas de evacuación en zonas costeras situadas a una distancia del foco tal que la onda alcance esas costas en menos de 20 minutos, en esas zonas, sólo la educación de la población y el saber qué hacer de forma autónoma en caso de sentir un seis-

mo de estas características es el único mecanismo eficiente para salvar vidas. Zonas con tiempos de llegada de más de 30 minutos ya sí podrían basar su respuesta en la información suministrada por el SAT², y modular el nivel de actuación en función del nivel de alerta suministrado. En cualquiera de los dos casos se hacen necesarios planes de actuación previamente elaborados. En las costas españolas afectadas por el evento que hemos simulado (principalmente Punta Umbría y Cádiz) el tiempo de impacto de la primera onda es de unos 58 minutos, esto podría suponer que se cuentan con unos 45 minutos para lanzar los mensajes de alerta y evacuar a la población. En muchos lugares de la ciudad de Cádiz la «evacuación vertical» sería la única alternativa posible dada la geometría de la ciudad y las vías de evacuación disponibles.

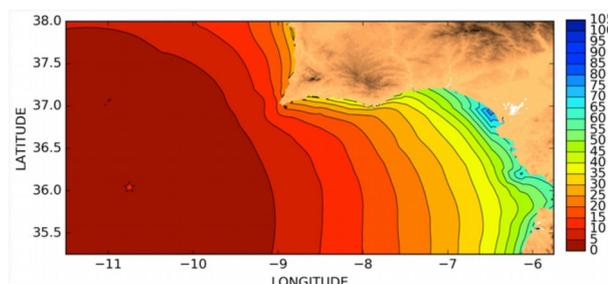


Figura 6. Tiempos de llegada de la primera onda. Estos van desde unos 15-20 minutos en el Cabo San Vicente a aproximadamente una hora en Cádiz o Punta Umbría.

6.3. Impacto en las costas de la provincia de Huelva.

En la figura 7 se muestra la extensión de la franja costera inundada desde la frontera española con Portugal hasta el núcleo de El Portil. La escala de colores muestra el espesor máximo de la capa de agua que se ha alcanzado en cada localización. Se observan espesores de hasta 3,5 metros y penetraciones en costa importantes. En la parte más occidental de la figura se observa una pequeña porción de la costa portuguesa (playa de Monte Gordo) y la desembocadura del Río Guadiana, donde los espesores de la capa de agua son máximos. El impacto en la playa de Isla Canela, Isla del Moral e Isla Cristina es muy importante. Ya en la mitad oriental de la figura se encuentra Islantilla y, por último, la zona de La Flecha, donde la inundación es muy importante, de nuevo.

La figura 8 presenta la extensión de la franja costera inundada desde La Flecha al oeste hasta la playa entre Mazagón y Matalascañas. En este caso se observan espesores de hasta unos 5,5 metros como, por ejemplo, en Punta Umbría, a la vez que se observa una amplia extensión de tierra afectada. La Isla de Saltes quedaría completamente inundada, así como parte de las Marismas del Odiel. La playa de Mazagón también se vería inundada, pero el puerto proporciona una óptima protección al núcleo urbano de Mazagón. La onda remontaría por el cauce del Río Odiel inundando toda la franja del polígono industrial Nuevo Puerto, pero sin llegar a alcanzar la ciudad de Huelva.

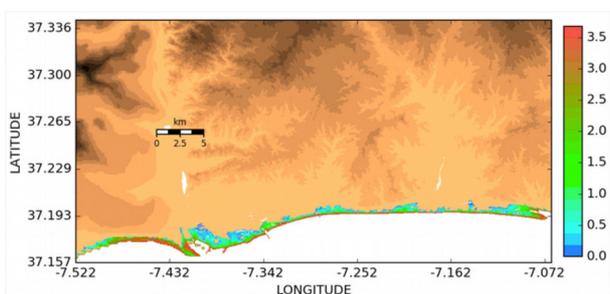


Figura 7. Superficie costera inundada junto a espesores máximos de agua en escala de colores para la franja costera desde Vila Nova de Cacela (Praia de Manta Rota) al oeste hasta El Portil (La Flecha). Isla Canela, Isla Cristina o Islantilla, se encuentran ubicadas en esta franja costera.

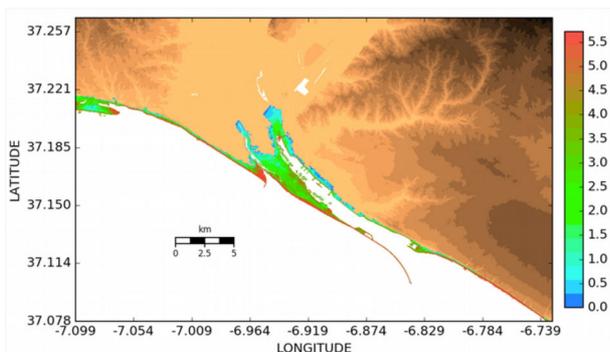


Figura 8. Superficie costera inundada junto a espesores máximos de agua en escala de colores para la franja costera desde La Flecha (entre El Rompido y El Portil) al oeste hasta la playa entre Mazagón y Matalascañas con Punta Umbría y Huelva en el centro de la imagen.

6.4. Impacto en las costas de la provincia de Cádiz.

La figura 9 muestra la extensión de la franja costera inundada desde el Parque de Doñana, al sur de Matalascañas (que se encuentra fuera

de la imagen), hasta la Base Naval de Rota. En la imagen se observa que las poblaciones de Sanlúcar de Barrameda, Bonanza y La Algaida se verían seriamente afectadas, llegando en determinadas zonas a espesores de agua de unos 6 metros. La franja costera entre Chipiona y Rota se vería afectadas de forma bastante homogénea, pero con una mayor penetración en la mitad norte de este sector costero. Más al sur, Rota vería afectado una parte de su casco antiguo y el puerto de la Base Naval se vería inundado.

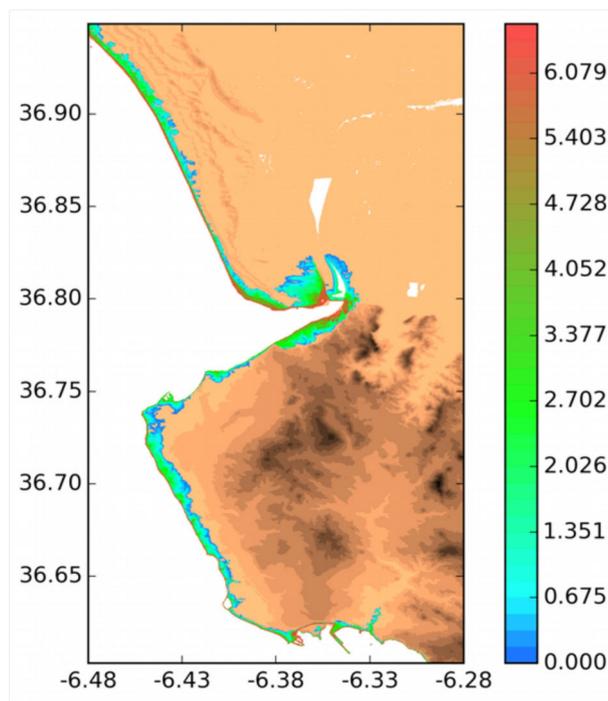


Figura 9. Superficie costera inundada junto a espesores máximos de agua en escala de colores para la franja costera desde el Parque de Doñana al sur de Matalascañas (fuera de la imagen) hasta Base Naval de Rota. Chipiona o Sanlúcar de Barrameda se encuentran ubicadas en esta franja costera.

En la figura 10 se muestra la extensión de la franja costera inundada desde el límite de la Base Naval de Rota (que queda fuera de la imagen) hasta Conil. Comenzando por el norte, Puerto Sherry, las Dunas de San Antón y la desembocadura de la Dársena reciben un impacto importante de la onda del tsunami, pero es sobre todo en la playa de Valdelagrana donde la penetración en costa se ve incrementada y, finalmente, en esta misma figura, al sur de Valdelagrana, Navantia, el polígono industrial y la barriada del Río de San Pedro hasta el Campus Universitario se verían seriamente

afectados. La ciudad de Cádiz se vería inundada en su mayor parte y sólo en Puerta Tierra y toda un área alrededor suya (que se beneficia de la protección que le proporciona el malecón que se erige en esta franja costera sin playa al oeste en esta zona de la ciudad) se vería a salvo de la inundación. La zona de playa de La Victoria hacia el interior, por el contrario, se vería completamente inundada. Al sur de la ciudad de Cádiz hasta llegar a las marismas de Sancti Petri, una zona de escasa elevación, la penetración es máxima. Bajando en la imagen más hacia el sur, en general a la playa le sigue un relieve más abrupto, lo cual reduce la inundación sólo a la franja de playa. El puerto náutico de Conil se ve afectado y se observa como la onda de tsunami sube el río Roche arriba, lo cual no representa riesgo para la población al tratarse de una zona sin núcleos poblados. Finalmente, en la esquina inferior derecha de la imagen se observa el impacto en la playa de Conil y su núcleo urbano, que es máximo, alcanzándose espesores de agua de más de 8 metros.

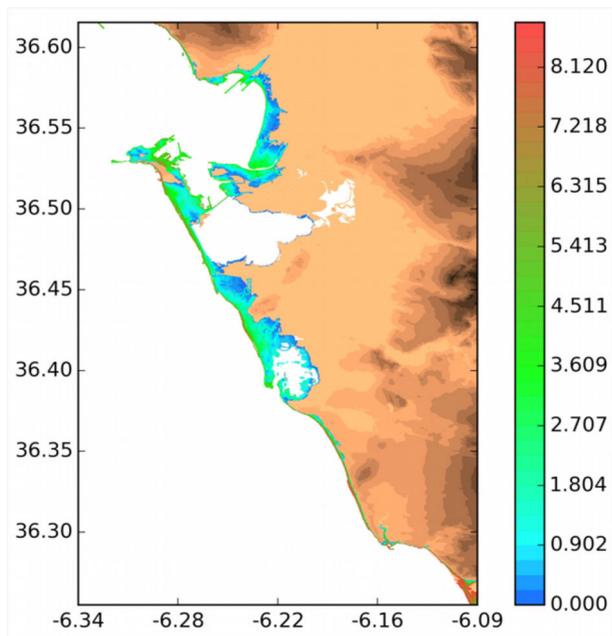


Figura 10. Superficie costera inundada junto a espesores máximos de agua en escala de colores para la franja costera desde el límite de la Base Naval de Rota (que queda fuera de la imagen) hasta Conil. Vistahermosa, Valdela-grana, Puerto de Santa María, Río de San Pedro, la ciudad de Cádiz, Marismas y Poblado de Sancti Petri, se encuentran ubicadas en esta franja costera.

Por último, la figura 11 presenta la franja costera desde Conil hasta Punta Camarinal. La

inundación en la zona que va desde Conil hasta el faro de Trafalgar y los Caños de Meca es muy importante y el espesor de agua que se alcanza en las playas máximo (véase la escala de colores). A continuación, entre Caños de Meca, en la zona con orientación este-oeste el impacto es mínimo, hasta llegar a la playa al oeste del puerto de Barbate. Una parte del núcleo urbano de Barbate (la más occidental) se ve protegida de la inundación por la protección que le brinda el puerto, pero la parte más oriental sí se vería inundada, así como toda el área al oeste del río Barbate.

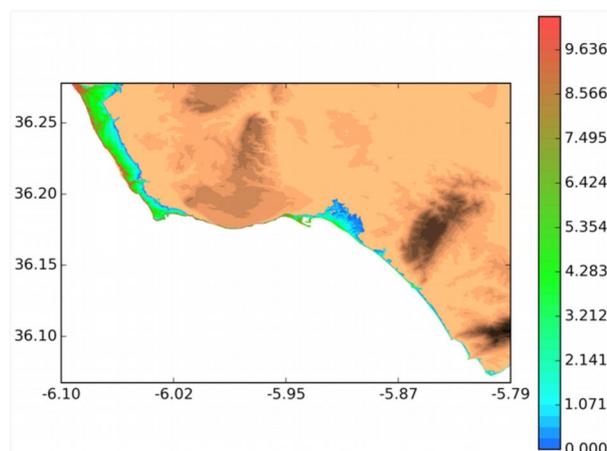


Figura 11. Superficie de tierra inundada junto a espesores máximos de agua en escala de colores para la franja costera desde Conil hasta Punta Camarinal. Núcleos y poblaciones como El Palmar, Zahora, los Caños de Meca, Barbate o Zahara de los Atunes se encuentran ubicadas en esta franja costera.

7. Conclusiones finales.

La tecnología para la detección de movimientos sísmicos ha avanzado, la capacidad para caracterizar las fuentes sísmicas y cuáles de éstas son tsunamigénicas es cada día más eficiente y rápida, la potencialidad de los modelos matemáticos y las posibilidades que nos brinda la supercomputación es inmensa. Pero a pesar de todo ello, a día de hoy, nuestro país no está preparado ante el riesgo de tsunamis. En los últimos años, y por primera vez en los Sistemas de Alerta Temprana de Tsunamis, se experimenta con la posibilidad de realizar cálculos en tiempo real para la evaluación del impacto en la costa de un tsunami que está teniendo lugar, todo ello antes de que la onda alcance tierra firme. Se trata de un desarrollo tecnológico sin precedentes en la predicción y prevención de los efectos de un tsunami. Pero

aún nos queda mucho por avanzar en España para conseguir que esta tecnología se ponga de forma efectiva en funcionamiento.

Aunque los tiempos de retorno para eventos de las características del que tuvo lugar en 1755 son muy grandes, el riesgo existe y está ahí. Hoy en día el impacto en las costas españolas del Golfo de Cádiz de un evento de similares características al de 1755 sería brutal, con una población afectada muchísimo mayor y con unas consecuencias inimaginables. El crecimiento demográfico de la zona y la acumulación de construcciones en la franja costera hacen que la peligrosidad de un suceso similar sea extremadamente mayor. A pesar de ello, en esta región de las costas españolas (aunque no sólo en ésta) no existen estudios detallados sobre el riesgo de impacto por tsunami, ni tampoco planes de actuación específicos en caso de ocurrencia de tsunamis. En esta región –pero insistimos, no sólo en ella, sino en todo el litoral español– se hace necesario un estudio detallado de estimación cualitativa y cuantitativa del riesgo por tsunami (*tsunami hazard assessment*). Para este tipo de estudios los modelos numéricos son imprescindibles y una herramienta de cálculo numérico como la que se utiliza en este trabajo debería ser de uso común en el desarrollo de ese tipo de estudios y como apoyo en la puesta a punto de planes de actuación y medidas de mitigación.

En este trabajo hemos estudiado cuál sería la extensión de la superficie inundada por un tsunami de características análogas al de 1755, así como cuáles serían los espesores de la capa de agua que se alcanzarían en toda la costa española de Cádiz, con especial énfasis en la zona de Punta Umbría y la ciudad de Cádiz y zonas costeras cercanas. Todo ello sobre la configuración actual de la costa. El modelo numérico que hemos utilizado es Tsunami-HySEA desarrollado por el grupo EDANYA de la Universidad de Málaga. Este modelo pretende ser un referente en la simulación de tsunamis en general con una estimación muy precisa del impacto en la costa y, por otra parte, convertirse en el principal código para la simulación en tiempo real en los Sistemas de Alerta Temprana de Europa, Latinoamérica y, por qué no, quizás también de Estados Unidos.

Agradecimientos.

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por la Junta de Andalucía, a través del proyecto de excelencia TESELA (Transporte de Sedimentos en la Plataforma Continental de Andalucía Oriental: Observación Multiescalar, Modelado y Simulación Numérica, P11-RNM7069) y por el Ministerio de Economía y Competitividad, a través del proyecto SIMURISK (Desarrollo de simuladores hidrodinámicos y morfodinámicos eficientes para la evaluación y previsión de riesgos, MTM2015-70490-CO2-01-R).

Referencias.

DE LA ASUNCIÓN, M.; CASTRO, M.J.; FERNÁNDEZ-NIETO, E.D.; MANTAS, J.M.; ORTEGA, S. y GONZÁLEZ-VIDA, J.M. «Efficient GPU implementation of a two waves TVD-WAF method for the two-dimensional one layer shallow water system on structured meshes». En: *Computers & Fluids*, 2013, núm. 80, págs. 441-452.

BAPTISTA, M.A.; MIRANDA, P.M.; MIRANDA, J.M. y MENDES VICTOR, L. «Constraints on the source of the 1755 Lisbon tsunami inferred from numerical modelling of historical data». En: *Journal of Geodynamics*, 1998, vol. 25 (2), págs. 159-174.

BAPTISTA, M. A.; MIRANDA, J. M.; MATIAS, L.; RIBEIRO, A. y BIGSETS TEAM (2000). «The Thrust of Marquês de Pombal, a possible source of the 1755 Lisbon tsunami». En: XXVII Assembly of the European Sismological Commission, September 2000, Lisbon, págs. 10-15.

BAPTISTA, M.A.; MIRANDA, J.M.; CHERICI, F. y ZITELLINI, N. «New study of the 1755 earthquake source based on multi-channel seismic survey data and tsunami modeling». En: *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2003, vol. 3 (5), págs. 333-340. DOI:10.5194/nhess-3-333-2003.

BARKAN, R.; TEN BRINK, U.S. y LIN, J. «Far field tsunami simulations of the 1755 Lisbon earthquake: implications for tsunami hazard to the U.S. East Coast and the Caribbean». En: *Marine Geology*, 2009, vol. 264 (1-2), págs. 109-122. En línea:

<http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2008.10.010>.

CASTRO, M.J.; DE LA ASUNCIÓN, M.; MACÍAS, J.; PARÉS, C.; FERNÁNDEZ-NIETO, E.D.; GONZÁLEZ-VIDA, J.M. y MORALES, T. «IFCP Riemann solver: Application to tsunami modelling using GPUs». En: E. Vázquez, A. Hidalgo, P. García, L. Cea eds., CRC Press, 2012, capítulo 5, págs. 237-244.

CASTRO, M.J.; CHACÓN, T.; FERNÁNDEZ-NIETO, E.D.; GONZÁLEZ-VIDA, J.M. y PARÉS, C. «Well-balanced finite volume schemes for 2D non-homogeneous hyperbolic systems. Applications to the dam-break of Aznalcóllar». *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 2008, vol. 197 (45), págs. 3932-3950.

CASTRO, M.J.; FERREIRO, A.; GARCÍA, J.A.; GONZÁLEZ, J.M.; MACÍAS, J.; PARÉS, C. y VÁZQUEZ, M.E. «On the numerical treatment of wet/dry fronts in shallow flows: applications to one layer and two-layer systems». En: *Mathematical and Computer Modelling*, 2005, vol. 42 (3-4), págs. 419-439.

CASTRO, M.J.; GONZÁLEZ, J.M. y PARÉS, C. «Numerical treatment of wet/dry fronts in shallow flows with a modified Roe scheme». En: *Mathematical Models and Methods in Applied Sciences*, 2006, vol. 16 (6), págs. 897-931.

FERNÁNDEZ, E.D.; BOUCHUT, F.; BRESH, D.; CASTRO, M.J. y MANGENEY, A. «A new Savage-Hutter type model for submarine avalanches and generated tsunami». En: *Journal of Computational Physics*, 2008, núm. 227, págs. 7720-7754.

GALLARDO, J.M.; PARÉS, C. y CASTRO, M.J. «On a well-balanced high-order finite volume scheme for shallow water equations with topography and dry areas». En: *Journal of Computational Physics*, 2007, núm. 227, págs. 574-601.

INTERGOVERNMENTAL OCEANOGRAPHIC COMMISSION, 2013. Exercise Caribe/Wave/Lantex 14. A Caribbean and Northwestern Atlantic Tsunami Warning Exercise, 26 March 2014. Volume 1: Partici-

pant Handbook. IOC Technical Series, 109 vol. 1. Paris: UNESCO.

LIMA, V.V.; MIRANDA, J.M.; BAPTISTA, M.A.; CATALÃO, J.; GONZÁLEZ, M.; OTERO, L.; OLABARRIETA, M.; ÁLVAREZ-GÓMEZ, J.A. y CARREÑO, E. «Impact of a 1755-like tsunami in Huelva, Spain». En: *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2010, vol. 10 (1), págs. 139-148. [DOI:10.5194/nhess-10-139-2010].

LYNETT et ál. «Inter-model analysis of tsunami-induced coastal currents». Enviado a *Ocean Modelling*, 2016.

MACÍAS, J.; CASTRO, M.J.; GONZÁLEZ-VIDA, J.M. y ORTEGA, S. «Non-linear Shallow Water Models for coastal run-up simulations». EGU, 2013.

MACÍAS, J.; VÁZQUEZ, J.T.; FERNÁNDEZ-SALAS, L.M.; GONZÁLEZ-VIDA, J.M.; BÁRCENAS, P.; CASTRO, M.J.; DÍAZ-DEL-RÍO, V. y ALONSO, B. The Al-Boraní submarine landslide and associated tsunami. A modelling approach. En: *Marine Geology*, 2015, núm. 361, págs. 79-95. DOI: 10.1016/j.margeo.2014.12.006

MACÍAS, J.; CASTRO, M.J.; ORTEGA, S.; ESCALANTE, C. y GONZÁLEZ-VIDA, J.M. «Tsunami-HySEA Benchmark results». En: NTHMP report for the MMS Benchmarking Workshop: Tsunami Currents, 2016a.

MACÍAS, J.; CASTRO, M.J.; ORTEGA, S.; ESCALANTE, C. y GONZÁLEZ-VIDA, J.M. «NTHMP benchmarking of Tsunami-HySEA model for propagation and inundation». The 2011 NTHMP Model Benchmarking Workshop. Report submitted to the MMS of the NTHMP. 2016b, 46 págs.

MACÍAS, J.; MERCADO, A.; GONZÁLEZ-VIDA, J.M.; ORTEGA, S. y CASTRO, M.J. «Comparison and numerical performance of Tsunami-HySEA and MOST models for LANTEX 2013 scenario. Impact assessment on Puerto Rico coasts». En: *Pure and Applied Geophysics* (en prensa), 2016c. DOI: 10.1007/s00024-016-1387-8

OKADA, Y. «Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space». En: *Bulletin*

of the Seismological Society of America, 1985, núm. 75 (4), págs. 1135-1154.

SYNOLAKIS, C.E.; BERNARD, E.N.; TITOV, V.V.; KÂNOĞLU, U. Y GONZÁLEZ, F. I. «Validation and verification of tsunami numerical models». En: *Pure and Applied Geophysics*, 2008, núm. 165 (11-12), págs. 2197-2228.

ZITELLINI, N.; GRÀCIA, E.; MATIAS, L.; TERRINHA, P.; ABREU, M.A.; DEALTERIIS, G.; HENRIET, J.P.; DAÑOBEITIA, J.J.; MASSON, D.G.; MULDER, T.; RAMELLA, R.; SOMOZA, L. y DIEZ, S. «The quest for the Africa-Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar». En: *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, núm. 280 (1-4), págs. 13-50. En línea:
<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.005>.

Tendencias actuales en GRRD (Gestión de Reducción de Riesgos de Desastres) y resiliencia: posibilidades y ejemplos de aplicación del «Manual para líderes de los gobiernos locales» de la EIRD en municipios con riesgo de tsunamis en España

Marga Zango Pascual

*Doctora en Tecnologías del Medio Ambiente
Universidad Pablo de Olavide*

Resumen

El enfoque con que nos enfrentamos a los desastres como individuos y como sociedades ha variado a lo largo del tiempo y de forma considerable en las últimas décadas, especialmente a nivel internacional. Naciones Unidas en el marco de la Estrategia Internacional para la Reducción de los Desastres (EIRD-UNISDR) ha evolucionado desde la respuesta al desastre a la Reducción del Riesgo de Desastres (RRD-DRR). Se ha pasado por diferentes etapas por las que se hará un breve recorrido en este artículo, entre las que destaca la implicación de los gobiernos, incluido los locales en la reducción del riesgo y creación de resiliencia. La campaña mundial que mejor refleja este enfoque es la conocida como «Desarrollando ciudades resilientes. Mi ciudad se está preparando», que incluye el «Manual para líderes de los gobiernos locales de la EIRD». Se comentará la situación en España respecto a esta campaña y especialmente sus potencialidades para reducir el riesgo en localidades con riesgo de tsunami, incluyendo sugerencias de aplicación a nivel local que requerirían necesariamente la participación de los gobiernos locales.

Palabras clave: resiliencia, reducción del riesgo de desastre, gestión prospectiva, marco de Sendai 2015-2030.

1. Concepto de resiliencia y desastre.

En la actualidad el concepto de resiliencia es algo habitual en muchos contextos, pero no siempre ha sido así y menos en torno a los desastres. Una de las primeras veces que aparece es en 2004 en el informe del PNUD: «El riesgo de desastres, un desafío para el desarrollo». Se reproduce a continuación la cita:

«...Cuando un fenómeno natural peligroso impacta a una sociedad vulnerable. La capacidad de absorber el impacto o la resiliencia que tiene cada sociedad influye en el alcance y la gravedad de los daños ocasionados». PNUD 2004.

El término resiliencia procede del verbo latino *resilio*, *resilire* y significa saltar hacia atrás, rebotar y su origen está en la ingeniería, aunque ha ido adaptándose a otros usos en múltiples disciplinas, como la ecología, la psicología o la adaptación al cambio climático. Aunque en to-

das ellas podría decirse que lo importante del concepto resiliencia en cualquier contexto, es que define la capacidad de enfrentamiento a los cambios y la vuelta a la situación inicial, que por lo general implica adaptación y aprovechamiento, con la creación de mecanismos de superación, que pueden implicar incluso una transformación hacia mejor de la situación inicial. La psicología académica lo explica como «el resultado de múltiples procesos mentales que contrarrestan las situaciones nocivas». Los desastres naturales ponen en marcha la resiliencia individual y colectiva independientemente del momento histórico en que ocurra y de lo que la ciencia y la academia hayan avanzado para describir los fenómenos. Las personas y las sociedades se ven obligadas a utilizarlas, pero cuanto más se avance en la adecuada atención a las personas y comunidades más fácil será la recuperación (Zango Pascual, 2011).

En concreto, aplicado a la Reducción de Riesgos de Desastres, las definiciones más recientes se incluyen a continuación:

- «La capacidad que tiene un sistema, comunidad o sociedad expuesta a peligros para resistir, absorber, adaptarse y recuperarse de los efectos de un evento de manera oportuna y eficiente». Estrategia Internacional de las Naciones Unidas para la Reducción de los Desastres (UNISDR).
- «La habilidad de un sistema social o ecológico para absorber los trastornos sin perder su misma estructura básica y manera de funcionar, su capacidad de auto-organización y su capacidad para adaptarse al estrés y al cambio» IPCC.
- «La capacidad de países, comunidades y familias para manejar el cambio, manteniendo o transformando sus niveles de vida ante los impactos o fuentes de estrés –tales como

terremotos, sequías o conflictos violentos— sin comprometer sus perspectivas de largo alcance». Departamento de Desarrollo Internacional, Reino Unido.

No podemos olvidar que el desarrollo sostenible está en relación con la RRD, tanto en el sentido de que puede verse dificultado, como puede ser favorecedor de la disminución de los desastres. Por ello se incide también en el concepto de resiliencia y desastres, ya que además en la actualidad están confluyendo cada más las políticas internacionales en torno a ambos temas, como demuestran dos de los instrumentos principales en ambos contextos: el Marco de Sendai 2015-2030 y los Objetivos de Desarrollo 2015-2030. El Marco de Acción de Hyogo 2005-2015 (MAH) previo al Marco de Sendai ya es significativo en su nombre: «Aumento de la resiliencia de las naciones y las comunidades ante los desastres». La figura 1 incide en este sentido.



Fig. 1. La reducción del riesgo de desastres y la resiliencia forman parte integral de la dimensión ambiental, social y política del desarrollo sostenible. Este gráfico muestra algunas de las relaciones descritas en el manual «Un Manual para líderes de gobiernos locales. Una contribución a la Campaña Mundial 2010-2015. Desarrollando ciudades resilientes – ¿Mi ciudad se está preparando!» (UN & GFDRR, 2012).

Por último, no podemos olvidar que la resiliencia tiene varios enfoques y componentes, de entre los varios estudios sobre el tema, se incluyen las figuras 2 y 3, que reflejan dicha perspectiva desde la campaña mencionada y

desde la visión de varias ONG's especializadas. Ambas comparten el enfoque que refleja el nivel supraindividual para pasar al comunitario y en el segundo caso las acciones que favorecen la creación de resiliencia.



Fig. 2. La rueda de la resiliencia. «Un Manual para líderes de gobiernos locales. Una contribución a la Campaña Mundial 2010-2015. Desarrollando ciudades resilientes – ¿Mi ciudad se está preparando!» (UN & GFDRR, 2012).

Área temática	Componentes de la resiliencia
1. Gobernabilidad	<ul style="list-style-type: none"> • Políticas, planificación, prioridades y compromiso político • Sistemas legales y regulaciones • Integración con políticas de desarrollo y planificación • Mecanismos, capacidades y estructura institucionales, asignación de responsabilidades • Alianzas • Rendimiento de cuentas y participación comunitaria
2. Evaluación del Riesgo	<ul style="list-style-type: none"> • Evaluación e información de amenazas/riesgos • Evaluación e información de vulnerabilidades e impacto • Capacidades científicas y técnicas e innovación
3. Conocimientos y educación	<ul style="list-style-type: none"> • Concientización pública, conocimiento y habilidades • Gestión y evolución de la información • Educación y capacitación • Culturas, actitudes, motivación • Aprendizaje e investigación
4. Gestión de riesgos y reducción de vulnerabilidad	<ul style="list-style-type: none"> • Gestión del medio ambiente y recursos naturales • Salud y bienestar • Formas de sustento sostenibles • Seguridad social • Instrumentos financieros • Protección física: medidas técnicas y estructurales • Sistemas de planeación
5. Preparación y respuesta ante desastres	<ul style="list-style-type: none"> • Capacidades organizacionales y coordinación • Sistemas de alerta temprana • Preparación y planeación para la contingencia • Recursos e infraestructuras para emergencias • Respuesta a y recuperación de emergencias • Participación, voluntariado, rendición de cuentas

Nota de la autora: a efectos de este estudio, se entiende como comunidad, la visión habitual en gestión de emergencia, es decir, las comunidades son vistas como grupos de personas que viven en la misma zona o cerca de los mismos riesgos. Esto deja entrever otras dimensiones significativas de la "comunidad" relacionadas con los intereses, valores, actividades y estructuras comunes. Las comunidades no están aisladas, el nivel de resiliencia está influido por capacidades externas a la comunidad, en particular por los servicios de gestión de emergencias pero también otros sociales y administrativos, de infraestructura pública y la red de nexos socioeconómicos y políticos con el mundo que las rodea.

Tabla 1.7.1. Componentes de la resiliencia en comunidades que se consideren resilientes ante los desastres.
 Tomado de: "Características de una Comunidad Resiliente ante los Desastres", 2007, trabajo realizado por un grupo de 5 organizaciones: AcciónAid, ChristianAid, Plan UK, Practical Action y Tearfund en colaboración con la Cruz Roja Británica, la Federación de Sociedades de la Cruz Roja y de la Media Luna Roja.

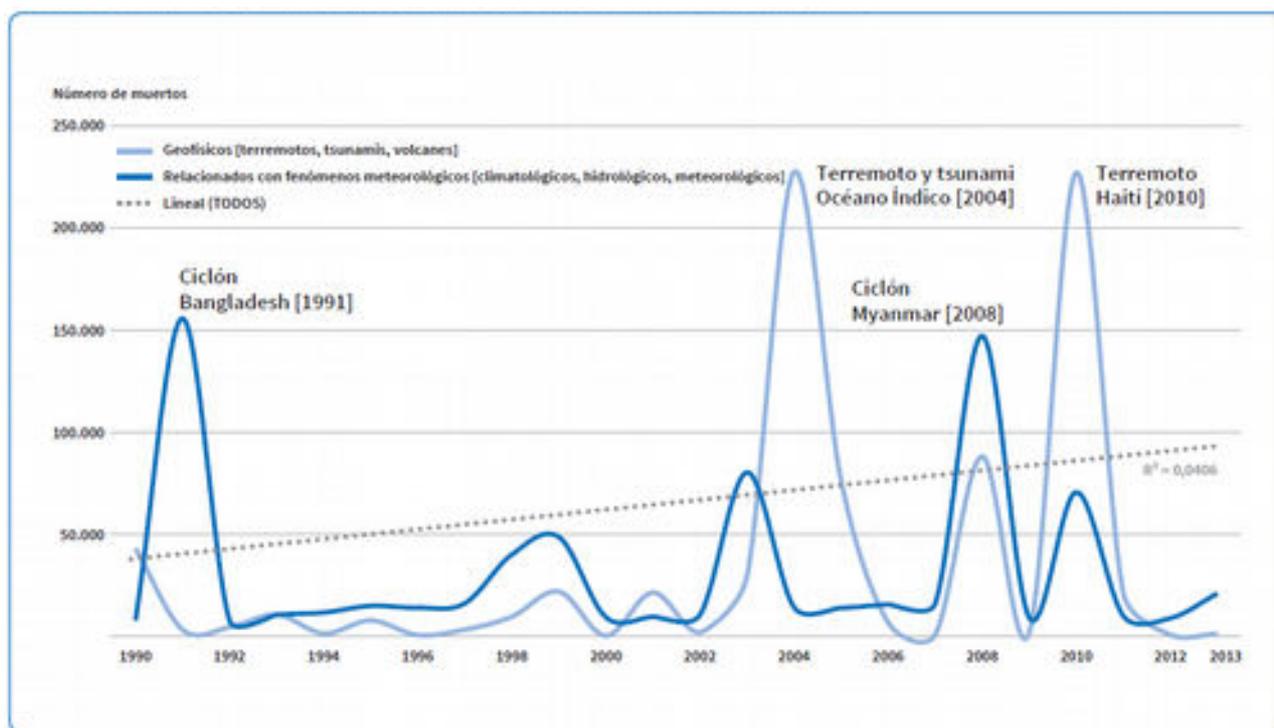
Fig. 3. En: Zango-Pascual, M. (2011)

4. Evolución del enfoque e historia del trabajo de Naciones Unidas en la reducción del riesgo de desastres.

En la actualidad, gestionar el riesgo en lugar de responder a los desastres es una prioridad especialmente centrada en cualquier política que conduzca a la reducción del riesgo. El concepto de resiliencia ya se ha incorporado a la conocida ecuación del riesgo en la forma que aparece a continuación:

$$\frac{\text{Amenaza} \times \text{Vulnerabilidad} \times \text{Exposición}}{\text{Resiliencia o capacidad de afrontamiento}} = \text{Riesgo de desastre}$$

Fig. 4. UNISDR 2012.



(Fuente: UNISDR con datos de las bases de datos nacionales sobre pérdidas.)

Fig. 5. Mortalidad ocasionada por desastres concentrada en pocos eventos intensivos. GAR 2015 (UNISDR).

Se hace un pequeño repaso por los principales instrumentos internacionales que abordan la gestión de los riesgos y la gestión de la reducción de riesgo de desastre desde los años 70 del s. XX.

- Resolución 3243 (XXIX), de 29 de noviembre de 1974, fortalecimiento de la Oficina del Coordinador de las Naciones Unidas para el socorro en casos de desastre.

Como puede observarse en la figura 4, la mortalidad fruto de pocos eventos intensivos es muy elevada a pesar de los esfuerzos en salvar vidas. El informe GAR 2015 de la UNISDR dice en este sentido que «Durante el último decenio se ha observado una reducción drástica de la mortalidad ocasionada por desastres en determinados países y regiones. Sin embargo, no todos los países han sido capaces de reducir la vulnerabilidad asociada con la mortalidad ocasionada por los desastres más rápido que el aumento de la población expuesta a amenazas».

- Día Internacional para la Reducción de los Desastres Naturales, 2º miércoles de octubre. Resolución 44/236 de la Asamblea General de la ONU, de 22 de diciembre de 1989, Decenio Internacional para la Reducción de los Desastres Naturales 1990-1999.

- Yokohama 1994. Conferencia Mundial sobre la Reducción de Desastres Naturales. Guidelines for Natural Disaster Prevention,

Preparedness and Mitigation World Conference on Natural Disaster Reduction Yokohama, Japan, 23-27 May 1994.

- *A/RES/54/219, de 3 de febrero de 2000. Decenio Internacional para la Reducción de los Desastres Naturales: nuevas disposiciones.*

- *Estrategia y Plan de Acción de Yokohama para un mundo más seguro, 2000-2005. Yokohama Strategy and Plan of Action for a Safer World.*

- *Cumbre Mundial del Milenio y Declaración del Milenio (Nueva York 2002). No son específicos, pero su consecución implicaría avances en el tema.*

- *KOBE 2005. Conferencia Mundial sobre la Reducción de Desastres.*

- *Marco de Acción de Hyogo, 2005-2015.*

- *Marco de Acción de Sendai, 2015-2030*

- *La plataforma global (primera sesión, 2007, y segunda sesión, 2009)*

Como ejemplo se mencionan algunas de las muchas resoluciones de Naciones Unidas en relación a la reducción de desastres. Puede observarse cómo en algunos casos parecen ser reactivas a graves casos de desastres naturales como es la del 28 de enero de 2005 tras el tsunami del 26 de diciembre de 2004.

- *A/RES/57/256, de 6 de febrero de 2003. Estrategia Internacional para la reducción de los Desastres.*

- *A/RES/58/214, de 27 de febrero de 2004. Estrategia Internacional de Reducción de Desastres.*

- *A/RES/59/231, de 22 de febrero de 2005. Estrategia Internacional para la Reducción de los Desastres.*

- *A/RES/59/279, de 28 de enero de 2005. Fortalecimiento del socorro de emergencia y las actividades de rehabilitación, reconstrucción y prevención tras el desastre provocado por el tsunami del océano Índico*

- *A/RES/60/196, de 2 de marzo de 2006. Desastres naturales y vulnerabilidad.*

4.1. Evolución del concepto GRRD (Gestión de la Reducción del Riesgo de desastres): de la respuesta a desastres a la Reducción de Riesgos de Desastres.

Aunque los enfoques de cómo gestionar el riesgo han ido evolucionado, según las definiciones que aparecen a continuación (UNISDR), no puede separarse del desarrollo. Por ello la visión más actual entiende que para una actuación efectiva en la reducción de los riesgos de desastre inherentes a la actividad social y económica es esencial y necesario considerar tres enfoques: la gestión prospectiva, la correctiva y la compensatoria.

Gestión de riesgos de desastres

Conjunto de decisiones administrativas, de organización y conocimientos operacionales desarrollados por sociedades y comunidades para implementar políticas, estrategias y fortalecer sus capacidades a fin de reducir el impacto de amenazas naturales y de desastres ambientales y tecnológicos consecuentes. Esto involucra todo tipo de actividades, incluyendo medidas estructurales y no-estructurales para evitar (prevención) o limitar (mitigación y preparación) los efectos adversos de los desastres.

Gestión de emergencias o gestión de desastres

Organización y gestión de recursos y responsabilidades para el manejo de todos los aspectos de las emergencias, en particular preparación, respuesta y rehabilitación. La gestión de emergencias incluye planes, estructuras y acuerdos que permitan comprometer los esfuerzos del gobierno de entidades voluntarias y privadas de una manera coordinada y comprensiva para responder a todas las necesidades asociadas con una emergencia. El concepto gestión de emergencias es también conocido como «gestión de desastres».

Gestión correctiva del riesgo de desastres

Actividades de gestión que abordan y buscan corregir o reducir el riesgo de desastres que ya existe. Este concepto busca hacer la distinción entre el riesgo que ya está presente y que debe gestionarse y reducirse, y el posible riesgo que

podría desarrollarse en el futuro si no se establecen políticas para la reducción del riesgo (véase también gestión prospectiva del riesgo).

Gestión prospectiva del riesgo de desastres

Actividades de gestión que abordan y buscan evitar el aumento o el desarrollo de nuevos riesgos de desastres. Este concepto se centra en el tratamiento de riesgos que podrían desarrollarse en el futuro si no se establecen políticas para la reducción del riesgo, en vez de los riesgos que ya existen y que pueden gestionarse y reducirse en la actualidad (véase también gestión correctiva del riesgo de desastres).

Gestión Compensatoria del Riesgo de Desastres

Para respaldar la resiliencia de las personas y las sociedades que enfrentan un riesgo residual que no se puede reducir de manera efectiva.

Ya en 2004, en el informe del PNUD citado previamente se reflejaba textualmente:

«...Si bien los niveles absolutos de pérdidas económicas son más altos en los países desarrollados debido a la altísima densidad, al costo de sus infraestructuras y a sus niveles de producción, los países menos adelantados sufren pérdidas relativas más altas si se las compara con el Producto Interno Bruto (PIB)...

...Los desastres naturales se encuentran íntimamente ligados a los procesos de desarrollo humano. Por otra parte, hoy parece ampliamente demostrado que el riesgo de desastre se acumula históricamente debido a prácticas de desarrollo desacertadas, hospitales y escuelas que se derrumban en un terremoto o las carreteras y puentes que son arrasados por las aguas en una inundación fueron, en su día, proyectos de desarrollo...

...El desarrollo económico abarca la producción económica y la infraestructura que la sostiene, como por ejemplo las redes de transporte que permiten el acceso al mercado y el mantenimiento de los recursos naturales para que los medios de vida vinculados a esos recursos sean sostenibles. En este sentido contribuyen los daños a la infraestructura de transporte, comunicaciones o energía. Deterioro de los medios de vida, ahorros y capital físico. Pérdida de capacidad productiva, acceso al mercado y bienes materiales y destrucción de activos fijos...

Ha habido muchos ejemplos de inversiones en infraestructura de energía, riego y transporte de gran envergadura que han alterado, cuando no incrementado, los patrones de riesgo...»

Y a lo largo del tiempo se ha dado un cambio de enfoque que ha pasado de responder de forma reactiva a los desastres a plantearse la reducción del riesgo, en los últimos años se han fortalecido las estrategias que conducen al reforzamiento del papel de los gobiernos a todos los niveles en la responsabilidad de reducir dicho riesgo de desastres y la necesidad de la inversión privada y pública de forma resiliente. La tabla 1 refleja esta evolución.



Fig. 6. El futuro de la gestión del riesgo de desastres. GAR, UNISDR 2015.

De la respuesta a desastres a la reducción del riesgo de desastres		
1965	Res. 2034	La Asamblea General de las Naciones Unidas (AG) solicita a los Estados Miembros, en su resolución 2034, Asistencias en casos de desastres naturales, que informen al Secretario General del tipo de asistencia que pueden ofrecer en caso de emergencias.
1979	Res. 34/55	La AG acoge "beneplácito la decisión tomada por el Consejo de Administración del programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (...) de considerar la inclusión de actividades de cooperación técnica para la prevención de desastres y preparativos para hacerles frente en los programas nacionales y regionales".
1994	Res.49/22A	Se celebra la Conferencia Mundial en Yokohama (Japón, del 23 al 27 de mayo de 1994. La resolución 49/22ª hace suya la Estrategia de Yokohama y su Plan de Acción aprobados en la Conferencia Mundial.

2001	Res. 56/195	La AG solicita a las organizaciones pertinentes del sistema de las Naciones Unidas que apoyen la aplicación de los objetivos de la Estrategia y que revisen la aplicación de la Estrategia de Yokohama para un Mundo Más Seguro.
1971	Res. 2816	Creación de la Oficina del Coordinador de las Naciones Unidas para el Socorro en Casos de Desastre (UNDRO)
1989	Res. 44/236	La AG proclama el Decenio Internacional para la Reducción de los Desastres Naturales, que comienza el 1 de enero de 1990.
1999	Res. 54/219	La AG en su resolución 54/219, de 22 de diciembre de 1999, aprobó la Estrategia Internacional para la Reducción de los Desastres (EIRD) como mecanismo sucesor del Decenio Internacional para la Reducción de los Desastres Naturales.
2005	Res. 60/195	LA AG hace suyos la Declaración de Hyogo y el Marco de Acción de Hyogo para 2005-2015: Aumento de la Resiliencia de las Naciones y las Comunidades ante los Desastres, aprobados por la Conferencia Mundial sobre la Reducción de los Desastres, celebrada en Kobe, Hyogo (Japón, del 18 al 22 de enero de 2005, y recuerda la Declaración Común de la Reunión especial sobre el Desastre del Océano Índico: Reducción de los Riesgo para un Futuro más Seguro.

Tabla 1. Adaptado de la biblioteca virtual de la UNISDR. GAR 15 (modificado en formato).

4.2. El Marco de Acción de Hyogo 2005-2015 y el Marco de Sendai 2015-2030 en el marco de otros esfuerzos globales, Objetivos Globales de Desarrollo Sostenible 2015-2030 y adaptación al cambio climático. «El camino hacia la dignidad».

Ambos Marcos de Acción son los referentes mundiales asumidos por más de 170 países, entre ellos España, en la Reducción de Riesgos de Desastres. En España el punto focal de la Estrategia de Reducción de Desastres de Naciones Unidas se encuentra en la Dirección General de Protección Civil y Emergencias del Ministerio del Interior. Una referencia a sus prioridades puede verse en el recuadro 1.

A lo largo del tiempo no siempre ha habido una relación tan clara y con objetivos confluyentes entre problemáticas globales como la defensa y protección de los derechos humanos, el desarrollo sostenible y la lucha contra el cambio climático. Ha sido en las últimas décadas cuando estos esfuerzos se han reflejado de forma conjunta, incluso en documentos del Sistema de Naciones Unidas, que parecen reflejar una importante confluencia de voluntades y esfuerzos. Entre ellos destaca, la *Resolución A/69/700 de la Asamblea General de 2014*, del sexagésimo noveno período de sesiones. Sobre los temas 13 a) y 115 del programa. Seguimiento de los resultados de la Cumbre del Milenio. El camino hacia la dignidad para 2030: acabar con la pobreza y transformar vidas protegiendo el planeta. Informe de síntesis

del Secretario General sobre la agenda de desarrollo sostenible después de 2015.

Anteriormente, en apariencia el camino era paralelo, como puede observarse por algunos de los ejemplos que se citan en este artículo. La tabla 3 es un extracto de varias tablas que reflejan el seguimiento comparado de instrumentos internacionales e hitos en torno a la Reducción del Riesgo de Desastres y el desarrollo sostenible. Forman parte de un capítulo más amplio en el que también se incluye el seguimiento comparado con instrumentos internacionales e hitos en el marco de los derechos humanos.

La mencionada investigación concluye entre otras cuestiones en la necesidad de entender la RRD como una cuestión de derechos humanos, pues afecta directamente al conjunto de estos, pero especialmente al derecho a la vida, a la integridad física y moral y a los DESC (Derechos Económicos, Sociales y Culturales) así como a los derechos conocidos como de tercera generación, entre los que se incluye el derecho a un medio ambiente adecuado y a la paz, entre otros.

Estas consideraciones son recientes, aunque ya en manuales como «Vivir con el Riesgo» de la EIRD 2004, su capítulo 17 enfoca el tema en relación a los DDHH de las poblaciones afectadas por los desastres.

Sirva como ejemplo, de los esfuerzos realizados en estos campos durante mucho tiempo en pa-

raleo y en los últimos años de forma confluente el esquema de la tabla 2, en la que se observa cómo no deben considerarse como situaciones aisladas:

- La lucha contra el cambio climático.

- La consecución de los objetivos de Desarrollo de Desarrollo Sostenible (figura 7).
- La Reducción del Riesgo de Desastres, extraída del Informe Global de Naciones Unidas GAR 15.

Marco de Acción de Hyogo 2005-2015	Marco de Riesgo de Sendai 2015-2030
<p>Aumento de la resiliencia de las naciones y las comunidades ante los desastres.</p> <p>Objetivo: reducir sustancialmente la pérdida de vida y activos sociales, económicos y ambientales.</p> <p>Marco internacional voluntario que agrupa más de 170 países en 2015 incluido España.</p> <p>Prioridades:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Lograr que la reducción de desastres sea una prioridad 2. Conocer el riesgo y tomar medidas 3. Desarrollar una mayor comprensión y concienciación 4. Reducir el riesgo 5. Esté preparado(a) y listo(a) para actuar 	<p>Prevenir la aparición de nuevos riesgos de desastres y reducir los existentes implementando medidas integradas e inclusivas de índole económica, estructural, jurídica, social, sanitaria, cultural, educativa, ambiental, tecnológica, política e institucional que prevengan y reduzcan la exposición a las amenazas y la vulnerabilidad a los desastres, aumenten la preparación para la respuesta y la recuperación, y de ese modo refuercen la resiliencia.</p> <p>Prioridades:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Comprender el riesgo de desastres 2. Fortalecer la gobernanza y las instituciones para gestionar el riesgo 3. Invertir en la reducción del riesgo de desastres para la resiliencia 4. Aumentar la preparación para casos de desastre a fin de dar una respuesta eficaz, y «reconstruir mejor».

Recuadro 1. Comparación de prioridades entre los Marcos de Acción de Hyogo y Sendai (elaboración propia a partir de los documentos de UNISDR)

	Gestión prospectiva	Gestión correctiva	Gestión compensatoria
Reducción del riesgo de desastres	Prevenir o evitar la generación de nuevos riesgos	Reducir o mitigar los riesgos existentes	Fortalecer la resiliencia financiera y social ante los desastres
Cambio climático	Mitigación del cambio climático	Adaptación al cambio climático	Fortalecer la resiliencia ante los riesgos climáticos
Desarrollo sostenible	Contribuir a la sostenibilidad del nuevo desarrollo	Fortalecer la sostenibilidad del desarrollo existente	Fortalecer la resiliencia ante los riesgos y los impactos cotidianos

Tabla 2. Gestión del riesgo de desastres para apoyar la reducción de desastres, abordar el cambio climático y fomentar el desarrollo sostenible. GAR UNISDR 2015.

Durante el periodo de vigencia del Marco de Acción de Hyogo (2005-2015) ya se valoraba la incidencia de los desastres en la consecución de los 8 objetivos del milenio (Cumbre del Milenio 2000), previos a estos objetivos de desarrollo sostenible (2015-2030). En la tabla 4 pueden verse los principales impactos en algunos de ellos, los más significativos.

Algunas conclusiones en el avance del MAH tienen que ver también, y por ello se destacan, con la rendición de cuentas y la necesidad de información a la población.

«La cultura de prevención y resiliencia solo surgirá si se puede realizar una evaluación transparente

y exhaustiva de los costos y los beneficios de la gestión del riesgo de desastres a partir de la información disponible y si se pone en marcha un sistema de rendición de cuentas que ofrezca incentivos y fomente su cumplimiento». (OCDE, 2014b).

«Las instituciones que se ocupan del desarrollo urbano deben facilitar información al público sobre las posibilidades de reducción del riesgo de desastre antes del inicio de proyectos de construcción u operaciones de compra o venta de tierras».

Y por último, en la figura 8 se representan los principales avances en torno a las 5 prioridades del MAH en el periodo 2007-2013.

TABLA COMPARATIVA ENTRE LOS "PRINCIPALES HITOS EN LA CREACIÓN DEL CONCEPTO DE DESARROLLO HUMANO SOSTENIBLE" Y "PRINCIPALES HITOS EN LA GESTIÓN DEL RIESGO DE DESASTRES" DESDE 1948 A 2010. <i>Elaboración propia.</i>	
Principales Hitos en la creación del concepto de Desarrollo Humano Sostenible	Principales Hitos en la Gestión del Riesgo de Desastres
1987 Publicación del Informe Brundtland de la Comisión Mundial del Medio Ambiente y del Desarrollo: Our Common Future (Nuestro Futuro Común).	1987 Lanzamiento Informe Brundtland
1988 Se establece el Panel Intergubernamental en Cambio Climático (IPCC)	1989 Lanzamiento del DIRDN Decenio Internacional de Reducción de Desastres Naturales
1990-99 Abaratamiento del petróleo y de las materias primas en general. Decaen las publicaciones sobre le manejo de la energía y los materiales en la civilización industrial y aumenta la literatura sobre instrumentos económicos para la gestión de residuos y valoración de externalidades a fin de incluir temas ambientales en el razonamiento económico estándar.	1990-1999 DIRDN
1998 Conferencia de Naciones Unidas sobre el Cambio Climático, Kyoto (Japón).	1999 Foro del Programa del DIRDN (Ginebra).
1998 El PNUMA y la OMM crean el Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC).	1999 Revisión de la Cumbre Rio-5 (crítica, debido a una implementación muy lenta).
	1999 Fin del DIRDN
2000 Cumbre del Milenio (Nueva York).	2000 Lanzamiento de la EIRD. Estrategia Internacional de Reducción de Desastres, Naciones Unidas.
2002 VI Programa Europeo en materia de Medio Ambiente y Desarrollo Sostenible (2002-2010)	
2002 Financiamiento para el Desarrollo (México).	
2002 Cumbre Mundial sobre Alimentación (Roma).	2003. Declaration of Madrid. Conclusiones y recomendaciones del Foro Euro mediterráneo sobre Reducción de Desastres. Conferencia Regional sobre Reducción de Desastres. Madrid, 6-8 de octubre de 2003
2005. Declaración de París sobre la Eficiencia de la Ayuda.	2005. Conferencia de Kobe sobre Reducción de Riesgos de Desastres.
	2005-2015 MAH. Marco de Acción de Hyogo

Tabla 3. Zango-Pascual, Marga (2011) (Extracto)



Fig. 7. Objetivos de Desarrollo Sostenible. Naciones Unidas, 2015.

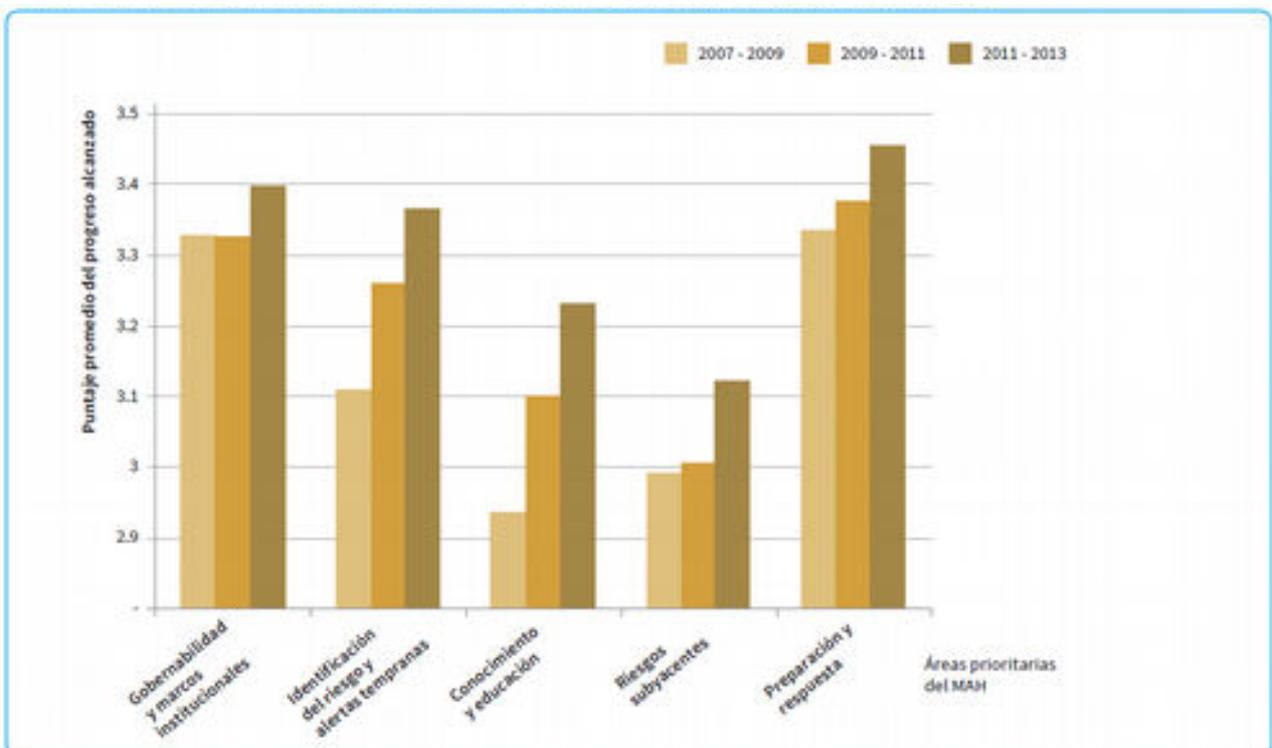


Fig. 8. Avances del MAH en sus 5 prioridades en el periodo 2007-2013. Fuente: UNISDR, con base en datos de HFA Monitor. GAR 13.

IMPACTOS DE LOS DESASTRES EN LA CONSECUCCIÓN DE LOS OBJETIVOS DE DESARROLLO DEL MILENIO			
ODM	Impactos directos ¹	Impactos indirectos ¹	Ejemplos de las contribuciones de la reducción del riesgo ²
	enfermedades que producen los desastres pueden debilitar la salud de las mujeres.	dómestico ocasiona que el agua limpia, los alimentos y las medicinas sean menos asequibles.	propensas a las amenazas naturales están mejor protegidos. Esto también podría promover un mejor mantenimiento de las infraestructuras.
ODM 6.- COMBATIR EL VIH/SIDA, EL PALUDISMO Y OTRAS ENFERMEDADES	La mala salud y la nutrición inadecuada después de los desastres debilita la inmunidad. Daños a los planteles de salud. Aumento de las enfermedades respiratorias relacionadas con la humedad, el polvo y la contaminación del aire debido a un desastre.	Aumento en el riesgo de contraer enfermedades de transmisión zoonótica, como el paludismo y los padecimientos diarreicos, después de las inundaciones. El empobrecimiento y el desplazamiento después de un desastre pueden incrementar la exposición a las enfermedades, incluyendo el VIH/SIDA, e interrumpir la atención médica.	Los riesgos a la salud pública, como las aguas de las inundaciones, se podrán reducir y la nutrición y las condiciones de salud mejorarán, fomentando así la resistencia a las enfermedades epidémicas. La seguridad de los medios de sustento reducirá la necesidad de recurrir al trabajo en la industria de sexo. Las organizaciones y las redes comunitarias que se dedican a la reducción del riesgo de desastres representan un recurso para promover la salud familiar y comunitaria y la vejez.
ODM 7.- GARANTIZAR LA SOSTENIBILIDAD DEL MEDIO AMBIENTE	Daños a los recursos ambientales esenciales y la exacerbación de la erosión del suelo o de la deforestación. Daños a los sistemas de gestión hídrica y a otra infraestructura urbana. A menudo, los pobladores de las barridas/ refugios temporales resultan fuertemente afectados.	Movimientos migratorios provocados por los desastres hacia zonas urbanas. También, los daños a la infraestructura incrementan la cantidad de pobladores en las barridas sin acceso a los servicios básicos, exacerbando así la pobreza.	La disminución de los movimientos migratorios hacia las barridas urbanas, al igual que la reducción de los daños a la infraestructura urbana mejorará los entornos urbanos. El énfasis en una buena gestión para la reducción del riesgo y los medios de sustento más seguros contribuirán a contener la degradación ambiental tanto rural como urbana. Las alianzas que se establezcan en torno a la reducción del riesgo, que incluyan protagonistas y preocupaciones en el ámbito comunitario, ofrecerán una mayor planificación sostenible de la infraestructura y permitirán la ampliación de las contribuciones del sector privado a la reducción de desastres. La vivienda es un bien esencial como medio de sustento para los pobres urbanos. Los programas para la reducción del riesgo de desastres que consideren que la vivienda es una prioridad también estarán ayudando a preservar los medios de sustento.
ODM 8.- FOMENTAR UNA ASOCIACIÓN MUNDIAL PARA EL DESARROLLO	Incidenias negativas en los programas para los pequeños estados insulares en desarrollo debido a las tormentas tropicales, los tsunamis, etc.	Incidenias negativas en el compromiso necesario para una gobernabilidad adecuada, el desarrollo y la reducción de la pobreza, tanto en el ámbito nacional como internacional.	La creación de un régimen de gobernabilidad internacional para reducir el riesgo del cambio climático y otros desastres contribuirá a superar las dependencias existentes en los procesos nacionales de negociación. Los esfuerzos dirigidos a establecer alianzas o asociaciones globales para la reducción de desastres basadas en la igualdad recibirán una importancia especial para los pequeños estados insulares en desarrollo y para los países pobres altamente endeudados. Las iniciativas para la reducción del riesgo de desastres podrían promover alianzas más sólidas entre los sectores público y privado.
Todos los ODM		Reasignación de recursos – incluyendo a la ODA (Ayuda oficial al Desarrollo)- del desarrollo hacia tareas de ayuda y recuperación.	La reducción de los impactos de los desastres liberará recursos, incluyendo la ODA para la consecución de los ODM.

Tabla 1.11. Ejemplo de los impactos de los Desastres en los esfuerzos para lograr los ODM
 Fuente: 1. IERD/ONU. 2. Disaster risk reduction: a development concern. A scoping study on links between risk reduction, poverty and development, DPID, 2005. En línea: http://www.unisdr.org/eng/public_aware/world_camp/2006-2007/pd#WDRC-2006-2007-Spanish-fullversion.pdf

Tabla 4. Zango-Pascual, M (2011).

2.3. El papel de la ciencia y la tecnología. Como integrar la información existente.

El papel que juegan la ciencia y la tecnología es esencial, pero entiendo como tal desde los conocimientos tradicionales, tan útiles para salvar vidas en muchos casos como, los más

avanzados conocimientos científicos y mejores prácticas disponibles, así como la tecnología en todas sus facetas. Es conocido que los conocimientos tradicionales fueron de gran utilidad en el tsunami del Índico en diciembre de 2004 en algunos casos, pero también su pérdida en

el imaginario colectivo supuso el aumento de víctimas en otros.

El papel de la ciencia y la tecnología se ve a veces empeñado en su uso por factores externos a su desarrollo, como puede ser su disponibilidad, el uso parcial que de ellas se hace, la distancia entre la academia y los gestores y operativos en todas las fases de la gestión de la reducción de desastres. Hay causas subjetivas que dificultan los objetivos de reducción de riesgos, como puedan ser «modas en la forma de analizar los problemas», «sugerencias, órdenes injustificadas de superiores orgánicos por desconocimiento o intereses», «decisiones condicionadas por falta de información o políticas determinadas».

El rigor en la ciencia y la forma en que se transmite ha sido analizado también por la UNISDR que incide entre otros aspectos en sus informes de seguimiento, en la forma en que se aplica no siempre de forma coherente y la forma en que se publica, no siempre al alcance de los actores en el proceso de GRRD.

«No se conoce a ciencia cierta la medida en que la información sobre el riesgo producida desde la adopción del MAH está sirviendo de base para el desarrollo. Incluso en la comunidad de la gestión del riesgo de desastres, la nueva información científica no se aplica de forma coherente».

«La cultura académica predominante de la publicación en revistas científicas constituye también un obstáculo para el acceso a la información sobre el riesgo. Para muchos investigadores y desarrolladores de modelo de riesgo universitarios, la publicación acaba siendo un fin en sí mismo en lugar de un medio para poner los resultados al alcance del público para su aplicación y difusión. Teniendo en cuenta que las científicas solo suelen leerlas otros científicos, se crea un circuito cerrado. El hecho de que tanta literatura científica publicada esté en inglés reduce todavía más las posibilidades de aplicarla en los países no anglófonos».

No todas las reflexiones sobre el tema provienen de la UNISDR, también desde el punto de vista de la gerencia de riesgo a nivel de planificación y operatividad se encuentran dificultades, se reproduce un párrafo de Philip Bukle, que en 1990 dirigía un departamento gubernamental para la gestión de desastres en Victoria (Australia) y era investigador universitario también, sus palabras de 1990 no resultan extrañas 25 años después. El proble-

ma se localiza en el día a día de la gestión. Se incluye a continuación textualmente la cita de este autor, citado a su vez por Alan Lavell, conocido investigador sobre desastres, en que reflexiona sobre estos temas.

«La investigación, el análisis comprensivo de políticas, la evaluación operacional sistemática y la identificación y evaluación de tendencias sociales y ambientales han sido en gran parte ignorados por las agencias públicas encargadas de la prevención, la respuesta y la recuperación... El énfasis de sus actividades ha sido puesto en lo cotidiano y, en consecuencia, las bases teóricas de la gestión de desastres en el sector público no son ni explícitas ni coherentes... Las políticas para la gestión de los desastres se desarrollan de forma fragmentada y solamente como reacción a eventos específicos. Los que gerencian los desastres apenas tienen una pobre apreciación de la razón de sus actividades, mientras que, a la vez, son ignorantes de los resultados de investigaciones relevantes y de los factores sociales que influyen en la eficacia de los programas que intentan promover... Hasta que se lleve a cabo o esté disponible más investigación apropiada para los gerentes de los desastres, estos continuarán operando en base a la experiencia subjetiva, una memoria corporativa limitada y la tradición burocrática».

Y si nos fijamos en concreto en los tsunamis, como riesgos de origen geológico, es importante tener en cuenta que en el examen de la Estrategia de Yokohama se es muy explícito en varios de sus párrafos sobre la importancia de los desastres de este origen en el contexto mundial de pérdida de vidas y bienes. En concreto en el párrafo 16 comenta que:

«Aunque los desastres geológicos sólo representaron el 15% de los sucesos registrados, causaron la tercera parte de las 300.000 víctimas mortales de los diez últimos años (referido a 1994-2004). Una sucesión de terremotos muy destructivos y mortíferos entre 1999 y 2004 provocaron la indignación de la opinión pública, que consideraba innecesariamente alto el número de víctimas e insuficientes las medidas de seguridad con que contaban las instalaciones públicas, en particular las escuelas. Los grandes desprendimientos de tierras y los deslizamientos de escombros y fangos que a veces son buena muestra de los efectos combinados de los peligros hidrometeorológicos, geológicos y ambientales, causaron otras 40.000 muertes».

A pesar de la contundencia del análisis, a mitad de periodo, de la Estrategia de Yokohama, que afirma de forma rotunda que el 15% de los desastres en los 10 años analizados ha sido de origen geológico y han causado la tercera parte

de las muertes, la geología es una disciplina que debe reivindicarse, pues en algunos países, incluido España está en retroceso. En la investigación doctoral de la autora de este capítulo, se investigó el papel de la geología, en el currículo educativo y en otros aspectos ligados a la gobernanza, como su conocimiento o desconocimiento en la toma de decisiones políticas y de gestión en cuatro países, España, El Salvador, Cuba y Perú, y se llegó a la conclusión de que quienes tenían presente la ciencia y la cultura científica y en concreto la geología entre los pilares de su gestión por riesgos de origen geológico e hidrometereológico eran mucho más eficientes a la hora de minimizar daños y evitar pérdidas de vidas. También pudo contrastarse, a través del análisis de docenas de casos de desastres en diferentes lugares del mundo, que incluso siendo esos países parte de los principales instrumentos internacionales de Reducción de Riesgos de Desastres, como los mencionados hasta aquí, en multitud de ocasiones se tomaban decisiones políticas contradictorias al bajar al nivel de gestionar su territorio y se diseñaban estrategias educativas de dudosa efectividad, especialmente para las fases preventivas y de preparación, donde el conocimiento del riesgo por parte de la población resulta esencial.

Aun así, los esfuerzos internacionales por potenciar el papel de la ciencia y la tecnología son patentes, incluso en la convocatoria de conferencias globales específicas sobre el tema, de las que se citan un par de las más recientes:

- 27-29 de enero de 2016. Ginebra. Reunión sobre ciencia y tecnología en la Reducción de Riesgos de Desastres de la UNISDR.
- 5th International Disaster and Risk Conference IDRC. Davos, 2014. «Integrative Risk Management - The role of science, technology & practice». 24-28 August 2014 | Davos, Switzerland. www.grforum.org-www.idrc.info.

Las formas que contribuyen a avanzar tienen que ver, citando sólo algunas, con:

- No teniendo reparos a hacer análisis concienzudos y coherentes de lecciones aprendidas.
- Compartir información y no sólo entre científicos y tecnólogos.

- No evitar comentar los fracasos para aprender de ellos. Si sólo se tienen en cuenta los éxitos se pierde la oportunidad de mejorar.
- Hacer asequible el conocimiento, especialmente para la toma de decisiones a todos los actores implicados.
- Potenciar el conocimiento científico y tecnológico, incluyendo las prácticas tradicionales en las sociedades que conviven con el riesgo.

Varios países en el mundo son ejemplo de este tipo de planteamientos: Cuba es un referente mundial en la gestión de riesgos hidrometereológicos, Italia realiza una muy buena gestión de vigilancia volcánica y Japón es el referente mundial en riesgo sísmico, pero aun así no le supone problemas hacer análisis de lecciones aprendidas y compartirlas con otros países y científicos, como en el caso del terremoto de Sendai. No se produjo una sola víctima por efecto del sismo, sino por el tsunami y entre las lecciones aprendidas está la de no basar la toma de decisiones en la planificación de reducción de riesgos en temas sísmicos únicamente en registros históricos e instrumentales. La importancia de incorporar los métodos geológicos de neotectónica y caracterización de fallas resulta esencial, pues se comprobó que de haber usado estos métodos se habría tenido noticia de que en los últimos 100.000 años se habían producido roturas simultáneas de los 5 segmentos que componían la fecha y que en consecuencia los terremotos de Magnitud 9 eran posibles. Por los registros históricos e instrumentales se contaba con la rotura de 4 segmentos, lo que daría terremotos de magnitud 8^o para los que se habían planificado y construido las defensas ante tsunamis. También se valoró el efecto de estas defensas en la catástrofe.

3. Campaña «Ciudades resilientes. Mi ciudad se está preparando».

3.3. Orígenes de la campaña y aspectos esenciales.

La campaña se enmarca en el Marco de Acción de Hyogo 2015-2015 y tiene como socios a importantes organizaciones e iniciativas internacionales, las más importantes y activas son las siguientes:

- La UNISDR.
- El GFDRR (Fondo Mundial para la Reducción de los Desastres y la Recuperación).
- ICLEI-Gobiernos Locales por la Sostenibilidad.
- Ciudades y Gobiernos Locales Unidos CGLU (UCLG).
- CITYNET- The Regional Network of Local Authorities for the Management of Human Settlements.
- Iniciativas de Terremotos y Megaciudades (EMI).

- ONU HABITAT, Programa de las Naciones Unidas para los Asentamientos Humanos.

Se basa en la capacidad de los gobiernos locales para aprovechando todos sus recursos reducir el riesgo de desastres, ya que tienen un estatus de primera línea en la respuesta a los desastres, las capacidades no siempre están en consonancia con las responsabilidades que tienen que suelen muy altas. Es por ello que potencia el trabajo en equipo (ver recuadro 2).

La reducción del riesgo de desastres es un trabajo en equipo

- **Gobierno local:** asuma el mando, convoque a otros actores, reglamente, supervise.
- **Sectores (educación, salud, transporte, medio ambiente, etc.):** integre la reducción del riesgo de desastres dentro de los planes y responsabilidades, contribuya con información y ejecute actividades.
- **Sector académico, centros de investigación:** Proporcione análisis de datos, resultados de investigaciones y participe.
- **Ciudadanos, grupos comunitarios, incluyendo a comunidades indígenas y otras poblaciones vulnerables:** participe, infórmese activamente y asuma responsabilidad individualmente.
- **Sector privado/comunidad empresarial:** cumpla con las normas de seguridad; contribuya con la comunidad brindando conocimiento técnico (know-how) y continuidad en los negocios.
- **Sociedad civil, organizaciones no gubernamentales (de base comunitaria, confesionales, voluntarias, etc.):** participe, organice a las comunidades, coordine y ayude a supervisar
- **Autoridades y parlamentarios gubernamentales:** apoye a las capacidades descentralizadas con recursos, políticas y mediante la promulgación de leyes.
- **Organizaciones internacionales:** brinde cooperación técnica, mejore las capacidades, proporcione recursos y espacios para reuniones de trabajo.

Recuadro 2. Sectores implicados en el trabajo en equipo en la campaña desarrollando ciudades resilientes. UN & GFDRR (2012).

Se articula mediante los «diez aspectos esenciales» que se plantean como los pasos decisivos a seguir para los gobiernos locales para que puedan lograr ciudades más resilientes a los desastres. Todos son interdependientes y en cada uno de ellos hay determinadas áreas de intervención estratégicas que se consideran claves. Se identifican acciones concretas a desarrollar en los procesos de planificación y desarrollo urbano de las ciudades. Se recogen en el recuadro 3. La campaña tiene un sistema de evaluación con acciones y metas por cada aspecto y los municipios adheridos cuentan con el apoyo de la EIRDNU-UNISDR.

3.4. Forma de postulación de las ciudades. Cómo adherirse.

Para adherirse hay que comprometerse al menos con algún aspecto de la campaña, preferentemente 3 de los 10 como mínimo, buscar los apoyos institucionales de la EIRD y designar un punto local de contacto por parte del gobierno local además de un apoyo científico-técnico a través de una o varias entidades académicas como por ejemplo universidades. Por ejemplo, en el caso de Lanzarote es la Universidad de La Laguna. Hay miles de entidades locales de todo el mundo adheridas en las que se están desarrollando programas y acciones que dan lugar a buenas prácticas. Las fases que implica la campaña pueden consultarse en el recuadro 4.

4. Algunas consideraciones sobre tsunamis en el ámbito local en España.

Un paso importante en España es la Directriz Básica de planificación de Protección Civil ante el riesgo de maremotos (2015), pero otras cuestiones pueden dificultar la RRD. El desconocimiento de esta campaña es obvio en muchísimos municipios locales y desde instituciones, incluso autonómicas, en algunos casos.

El sistema de Protección Civil en España tiene un fuerte componente de voluntariado lo que no siempre facilita un sistema que permita la realización de acciones de planificación a largo plazo por falta de medios, además de otras «causas subjetivas» ligadas incluso a cuestiones culturales como la forma de afrontar el riesgo y los análisis de lecciones aprendidas, que contribuyen a la dificultad de minimizar el riesgo de desastres.

Los diez aspectos esenciales para lograr ciudades resilientes

1. Establezca la **organización y la coordinación** necesarias para comprender y reducir el riesgo de desastre dentro de los gobiernos locales, con base en la participación de los grupos de ciudadanos y de la sociedad civil —establezca alianzas locales. Vele porque todos los departamentos comprendan su papel y la contribución que pueden hacer a la reducción del riesgo de desastres y a la preparación en caso de éstos.
2. **Asigne un presupuesto para la reducción del riesgo de desastres y ofrezca incentivos a los propietarios de viviendas, las familias de bajos ingresos, las comunidades, los negocios y el sector público para que inviertan en la reducción de los riesgos que enfrentan.**
3. Mantenga información actualizada sobre las amenazas y las vulnerabilidades, **conduzca evaluaciones del riesgo** y utilícelas como base para los planes y las decisiones relativas al desarrollo urbano. Vele por que esta información y los planes para la resiliencia de su ciudad estén disponibles a todo el público y que se converse acerca de estos propósitos en su totalidad.
4. Invierta y mantenga una **infraestructura que reduzca el riesgo**, tales como desagües para evitar inundaciones y, según sea necesario, ajústela de forma tal que pueda hacer frente al cambio climático.
5. Evalúe la seguridad de todas las escuelas e instalaciones de salud y mejórelas cuando sea necesario
6. Aplique y haga cumplir reglamentos de construcción y principios para la planificación del uso del suelo que sean realistas y que cumplan con los aspectos relativos al riesgo. Identifique terrenos seguros para los ciudadanos de bajos ingresos y, cuando sea factible, modernice los asentamientos informales.
7. Vele por el establecimiento de **programas educativos y de capacitación** sobre la reducción del riesgo de desastres, tanto en las escuelas como en las comunidades locales.
8. **Proteja los ecosistemas y las zonas naturales de amortiguamiento** para mitigar las inundaciones, las marejadas ciclónicas y otras amenazas a las que su ciudad podría ser vulnerable. Adáptese al cambio climático al recurrir a las buenas prácticas para la reducción del riesgo.
9. Instale sistemas de alerta temprana y desarrolle las capacidades para la gestión de emergencias en su ciudad, y lleve a cabo con regularidad simulacros para la preparación del público en general, en los cuales participen todos los habitantes.
10. Después de un desastre, vele por que las **necesidades de los sobrevivientes se sitúen** al centro de los esfuerzos de reconstrucción, y que se les apoye y a sus organizaciones comunitarias para el diseño y la aplicación de respuestas, lo que incluye la reconstrucción de sus hogares y sus medios de sustento.

Recuadro 3. Los «diez aspectos esenciales» en la campaña desarrollando ciudades resilientes. UN & GFDRR (2012).

El proceso de planificación abarca las siguientes fases de una serie de hechos decisivos y sus pasos:

Fases de los hechos decisivos		Pasos
Fase uno	Organización y preparación para aplicar los "Diez Aspectos Esenciales"	1. Preparar el entorno institucional y aumentar el grado de sensibilidad 2. Convocar a los actores, formalizar el proceso participativo 3. Planificar y ejecutar el proceso
Fase dos	Diagnóstico y evaluación de los riesgos de la ciudad	4. Tener conocimiento sobre los riesgos de la ciudad 5. Conducir una evaluación de los riesgos 6. Analizar el entorno y los actores locales 7. Elaborar un informe de la evaluación
Fase tres	Elaboración de un plan de acción para una ciudad segura y resiliente	8. Definir la visión, los objetivos y las acciones principales 9. Definir los programas y los proyectos 10. Institucionalizar y mantener el plan para la reducción del riesgo de desastres
Fase cuatro	Ejecución del plan	11. Ejecutar el plan y movilizar recursos 12. Velar por una amplia participación y establecer un sentido de pertenencia
Fase cinco	Monitoreo y seguimiento	13. Monitorear, dar seguimiento y evaluar el plan 14. Diseminar y promover el plan

Recuadro 4. Fases y pasos decisivos en la campaña desarrollando ciudades resilientes. UN & GFDRR (2012).

En un TFG (Trabajo de Fin de Grado) realizado en la Universidad Pablo de Olavide con la colaboración del Coordinador de Protección Civil de Cádiz se hizo un primer análisis de lo que podría detectar una valoración preliminar de los 10 aspectos de la campaña, entre otras cuestiones por la importante información científico-técnica que existe sobre la posibilidad de que ocurra un terremoto con tsunami y afecte a la ciudad. Incluso existe el proyecto TRANSFER que delimita las zonas que podrían quedar inundadas. Simplemente como ejemplo de algunas de las cuestiones detectadas se incluyen a continuación los principales aspectos a tener en cuenta, en línea con el Índice de Seguridad Hospitalaria de la OMS.

Principales efectos de un tsunami en las estructuras y en los servicios sanitarios.

- Destrucción de edificaciones y viviendas.
- Deterioro de las condiciones ambientales por daños en las líneas vitales.
- Afectaciones en las infraestructuras y medios de comunicación.
- Destrucción de cultivos, deterioro del suelo por salinización.
- Gran cantidad de contusiones de menor importancia.
- Elevado número de defunciones.
- Traumas y lesiones graves en las personas.
- Graves daños en la estructura de los establecimientos de salud, así como en algunos elementos no estructurales (elementos que no forman parte del soporte del edificio o afectación a generados de emergencia en sótanos inundables).
- Daños diversos en el suelo (fracturas, asentamientos, licuefacción).
- Graves daños en la estructura de los establecimientos de salud, así como en algunos elementos no estructurales (elementos que no forman parte del soporte del edificio o afectación a generados de emergencia en sótanos inundables).
- A estos efectos, hay que sumarle aquellos que podrían generarse por epidemias, contaminación, inundaciones y por la saturación de la capacidad funcional del sistema (ejemplo: sobrecargo de pacientes).

Los municipios adheridos en España en octubre de 2015, según la propia campaña son: Agulo, Ayuntamiento de Adeje, Barcelona (Barcelona), Bullas, Candelaria, El Sauzal, (Tenerife), Fasnia, Güimar, La Garrotxa, Olot, La

laguna (Tenerife) Las Palmas (Islas Canarias), Los Realejos, Lugo, Madrid, Santa Cruz de Tenerife, Torrevieja, Lanzarote (varios municipios de la Isla y El Cabildo) y Tremp.



Fig. 9. Participación de gobiernos locales en Europa. Véase la situación de España. Página web de la campaña UNISDR, fecha octubre 2015.

En el riesgo de tsunami debe tenerse en cuenta que el origen en los maremotos es un terremoto, y de una magnitud considerable, por lo general por encima de 6^o; por tanto, deben sumarse las características propias del sismo y sus efectos inducidos que, en zonas costeras con depósitos de playas, es decir, depósitos de granulometría homogénea, poco consolidados, cohesivos y con presencia próxima de agua a la superficie, y por tanto pueden dar lugar a licuefacción. No todas las estructuras como urbanizaciones turísticas o residenciales podrían estar preparadas, aun cumpliendo con las normativas técnicas, incluida la norma sismorresistente, para este efecto concreto si están edificadas sobre arenas de estas características.

En lugares como Cádiz donde las evacuaciones tradicionales pueden ser complejas debe pensarse en la evacuación vertical pero ello implica un análisis previo de la resistencia de los edificios al sismo e incluso de cuestiones legales sobre propiedad pública o privada de los inmuebles, pero especialmente una campaña de prevención que incluya concienciación a la po-

blación y preparación con instrucciones claras, pues los tiempos de respuesta son breves en las costas atlánticas, en algunos lugares menores a 45 minutos o una hora.

Y hay que considerar que cada municipio susceptible de sufrir tsunamis tiene características propias, por lo que esta campaña sería de gran utilidad, eligiendo en cada uno los aspectos que realmente incidan en su seguridad ante este riesgo y en su capacidad de minimizarlo. Algunas de las cuestiones a considerar son:

- Situaciones multiriesgo.
- Diferentes vulnerabilidades, física, social, ambiental, cultural...
- Diferente nivel de gobernanza.
- Diferentes capacidades técnicas y científicas.
- No olvidar que el tsunami es consecuencia de un sismo, que a su vez puede tener efectos propios. ¿Resistirán las instalaciones previstas para la evacuación vertical? ¿Las infraestructuras se comportarán de

modo eficiente? Se requieren estudios específicos y locales.

Ante esta situación se presentan algunas referencias a ejemplos de otros países.

Turquía.

Proyecto de Mitigación del Riesgo Sísmico y preparación para emergencias de Estambul (ISMEP). Adecuación de 1.162 edificios públicos incluyendo 726 escuelas, 39 hospitales, 59 centros de salud y otras 80 instalaciones públicas prioritarias. Construcción de 2.018 escuelas que no se consideraron aptas para su adecuación. 2006-2014. 1.500 millones de euros de inversión.



Fig. 10. Modelo estructural del proyecto de adecuación, restauración y reforzamiento del Hospital de capacitación e investigación de la Universidad de Marmara que tiene previsto finalizar en 2014. Fuente: Gobierno de Estambul, recogido en GAR 15 (2015).

Suiza.

Caso presentado en la reunión de Ginebra de 2013 de la UNISDR. Inversión pública para reforzamiento de hospitales y comisarías y centros de emergencias, es decir, infraestructuras críticas, incluyendo refuerzo de cimientos y estructuras. El coste se ha visto que no suele superar el 15% de la inversión inicial que conlleva la infraestructura y el beneficio de que sigan funcionando en caso de sismo es esencial e impagable. Se parte de un detallado estudio de la necesidad de cada infraestructura y de su posible funcionamiento en caso de sismo ante todos los efectos posibles. En el caso de viviendas se facilita la inversión público-privada. Este programa surge tras el análisis del riesgo derivado del efecto sitio, es decir el aumento de la intensidad, los daños, debido a la amplificación de las ondas sísmicas debido a las características del sustrato, un valle aluvial en cuya llanura de inundación está instalada la ciudad. Fuente: visita técnica organizada por la Agencia de Cooperación y Acción Humanitaria de Suiza en colaboración con el gobierno suizo en el marco de la 4ª GPDRR para conocer las estrategias de gestión de riesgo sísmico en el cantón del Rhone. 24 de mayo de 2013. Suiza.

Japón.

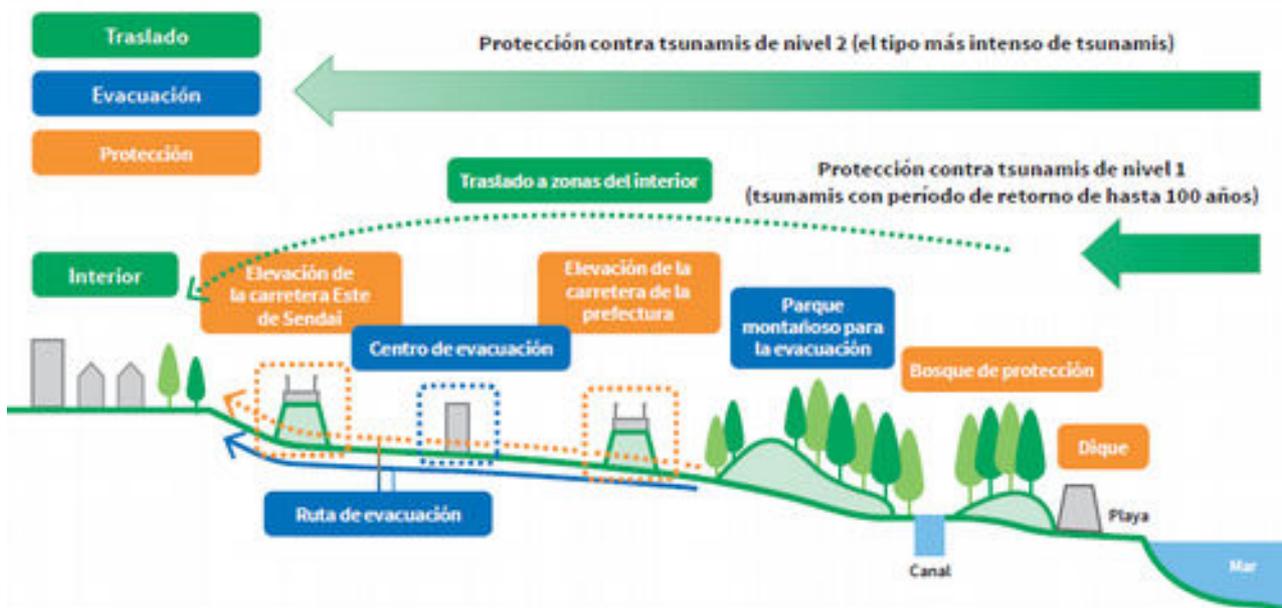
Lecciones aprendidas del terremoto de Sendai (2011). Se incluye directamente la información sobre el tema, del informe GAR (Informe Global sobre el Riesgo, de la UNISDR) de 2015, por su claridad (véase el recuadro 5).

El Gran terremoto del Japón oriental de marzo de 2011 fue una amenaza de una escala sin precedentes, con un terremoto de magnitud 9,0 y el posterior tsunami que afectó a grandes zonas de la región de Tohoku. Antes de este evento, las evaluaciones de riesgo de esta región se habían basado en escasos datos históricos sobre terremotos y tsunamis, y, por lo tanto, no lograron predecir la intensidad del terremoto ni la altura y la magnitud del tsunami. Las olas provocadas por el tsunami inundaron zonas que se suponían protegidas por escolleras, y en muchos lugares, la falsa sensación de seguridad que proporcionaban los mapas de amenaza dificultó la evacuación y la respuesta oportunas.



El fracaso de las estrategias de reducción del riesgo implantadas en la región de Tohoku motivó la formación de un comité técnico en el seno del Consejo central de gestión de desastres. Un informe publicado por este comité en septiembre de 2011 dio lugar a un enfoque por niveles de riesgo para la gestión del riesgo de tsunamis (Gobierno del Japón, 2011) que rápidamente se convirtió en una ley, la ley de desarrollo regional para la reducción del riesgo de desastres provocados por tsunamis de diciembre de 2011.¹⁰ Esta ley ya se está aplicando en varias regiones, incluida la ciudad de Sendai (véase el Gráfico 10.7)

Gráfico 10.7 Estrategia de preparativos y respuesta ante tsunamis de la ciudad de Sendai



(Fuente: Ciudad de Sendai, 2014 [adaptación realizada por UNISDR])

La estrategia de gestión de tsunamis de nivel 1 está dirigida al nivel más extensivo del riesgo (alta probabilidad y menores pérdidas esperadas), mientras que la estrategia de nivel 2 está diseñada para niveles de riesgo intensivo (menor probabilidad y mayores pérdidas esperadas). El nivel 1 se centra en las medidas estructurales, como los diques y los bosques protectores, mientras que el nivel 2 combina las medidas estructurales con otras estrategias de gestión del riesgo, cuyo elemento fundamental es la planificación de la evacuación (Tabla 10.1).

Tabla 10.1 Estrategias para la gestión de los tsunamis de nivel 1 y nivel 2

	Intensidad	Objetivos	Medios de ejecución
Nivel 1 Tsunamis	Período de retorno de entre 10 y 100 años	<ul style="list-style-type: none"> - Proteger vidas humanas - Proteger las actividades y los activos económicos 	<ul style="list-style-type: none"> - Medidas estructurales tales como rompeolas y diques
Nivel 2 Tsunamis	Período de retorno de entre 100 y 1.000 años	<ul style="list-style-type: none"> - Proteger vidas humanas - Reducir las pérdidas económicas - Evitar causar impactos en cadena - Mejorar la resiliencia 	<ul style="list-style-type: none"> - Medidas estructurales tales como rompeolas y diques - Planificación de la evacuación

(Fuente: Gobierno del Japón, 2011 [adaptación realizada por UNISDR].)

Recuadro 5. Estrategias de Gestión del Riesgo por niveles. El caso de Japón. Fuente: GAR 15.

5. Conclusiones.

En las últimas décadas se ha pasado de gestionar el desastre a gestionar la reducción del riesgo de desastre. Se ha sido consciente, a nivel internacional, de que los desastres suponen

un riesgo para la seguridad colectiva de las sociedades y de que las que mejor superan sus consecuencias lo hacen a través de la generación de resiliencia, concepto también reciente, pero actualmente esencial tanto en este ámbito como en la lucha contra el cambio climático y

el desarrollo sostenible. Disminuir la pobreza y desde la dignidad debe tener en cuenta todas sus dimensiones y hay que bajar al nivel más local de comunidad, municipio, gobierno local, como se denomine en cada contexto y país. Uno de los instrumentos que está dando más fruto es la campaña de la UNISDR «desarrollando ciudades resilientes», pero al menos en España está aún en ciernes. Sumarse a ella como municipios no es especialmente complejo ni costoso, ni requiere de grandes inversiones aisladas de las necesarias para una planificación urbana y segura. Se requiere más bien de compromiso político, traslado a la ciudadanía, implicación con designación de un punto focal de contacto con la UNISDR y de la búsqueda de socios científicos y técnicos, incluyendo universidades y otras instituciones y empresas. Su aplicación en municipios susceptibles de sufrir maremotos pondría en valor cualquier estrategia local de reducción del riesgo y no sólo en el aspecto de maremotos.

Bibliografía

- A/65/388. NACIONES UNIDAS. (2010) Informe del Secretario General a la Asamblea General. Sexagésimo quinto período de sesiones. Tema 20 c) del programa. Desarrollo sostenible: Estrategia Internacional para la Reducción de los Desastres. Aplicación de la Estrategia Internacional para la Reducción de los Desastres. Septiembre de 2010. 31 págs.
- A/69/700 ASAMBLEA DE NACIONES UNIDAS. ASAMBLEA GENERAL. (2014) Sexagésimo noveno período de sesiones. Temas 13 a) y 115 del programa. Seguimiento de los resultados de la Cumbre del Milenio. El camino hacia la dignidad para 2030: acabar con la pobreza y transformar vidas protegiendo el planeta. Informe de síntesis del Secretario General sobre la agenda de desarrollo sostenible después de 2015. 40 págs.
- ARTETA HERRERA, A. y ZANGO PASCUAL, M. «Estudio de la capacidad resiliente de Cádiz frente al riesgo de tsunami. Proyecto Fin de Grado para la obtención del Grado en ciencias ambientales». Universidad Pablo de Olavide, 2013. Inédito. 52 págs.
- CABILDO DE LANZAROTE, GOBIERNO DE CANARIAS, UNISDR (United Nations International Strategy for Disaster Reduction), UNIVERSIDAD DE LA LAGUNA (2015). «Jornada Técnica Internacional para la reducción de riesgos y desastres en ciudades- Formando formadores... Construyendo una Canarias más resiliente». Lanzarote 14/15/16 julio de 2015.
- EIRD/ONU 2004. Vivir con el riesgo: informe mundial sobre iniciativas para la reducción de desastres, Secretaría Interinstitucional de la Estrategia Internacional para la Reducción de Desastres, Naciones Unidas. Publicación Naciones Unidas. Disponible en línea: <http://www.eird.org/vivir-con-el-riesgo> GV.S.05.0.3, Vols. 1 & 2, ISBN 92-1-300228-9 (Set de 2 Vols.). GV.S.05.0.3, Vol. 1, ISBN 92-1-300229-7 code bar , GV.S.05.0.3, vol. 2, ISBN 92-1-300230-0. También disponible en inglés: Living with Risk: A global review of disaster reduction initiatives. ISRD/UN 2004.
- ISDR (International Strategy for Disaster Reduction) (2011). GAR: Informe de evaluación global sobre la reducción del riesgo de desastres. Revelar el Riesgo, replantear el desarrollo. Resumen y resultados principales. 20 pp. www.preventionweb.net/gar.
- JUNTA DE ANDALUCÍA. CONSEJERÍA DE GOBERNACIÓN (1991). Plan de Emergencia ante el Riesgo Sísmico en Andalucía. 31 págs.
- MINISTERIO DE FOMENTO (2002). Real Decreto 997/2002, de 27 de septiembre por el que se aprueba la Norma de Construcción Sismorresistente española: parte general y edificación (NCSE-02). 96 págs.
- MINISTERIO DEL INTERIOR. DIRECCIÓN GENERAL DE PROTECCIÓN CIVIL Y EMERGENCIAS. (2010). Riesgo y Peligrosidad de Tsunamis en España. Proyectos sobre su Predicción y Sistemas de Alerta. Jornada Técnica. Septiembre 2010. Formato CD-ROM.
- NACIONES UNIDAS. Decenio Internacional para la Reducción de los Desastres. (DIRDN). Asamblea General. Consejo Económico y Social. Ginebra, CH; julio 1999. Informe de Actividades del Decenio Internacional para la Reducción de los Desastres Naturales. 18 págs.
- ORGANIZACIÓN PANAMERICANA DE LA SALUD Y LA ORGANIZACIÓN MUNDIAL DE LA SALUD. Índice de Seguridad Hospitalaria

(ISH). Curso de Auto-instrucción. 2012. Formato CD-ROM.

PNUD (2004). La Reducción de Riesgos de Desastres. Un Desafío para el Desarrollo. Un Informe Global. EIRD. 158 págs.

THE WORD BANK and IRSD. Integrating Disaster Risk Reduction into the fight against Poverty. Annual Report 2009 Global Facility for Disaster Reduction and Recovery. En línea: www.preventionweb.net/files/12693_GFDRRAnnualReport20091.pdf.

UNISDR (United Nations International Strategy for Disaster Reduction) (2013) GAR Global Assessment Report on Disaster Risk Reduction. From Shared Risk to Shared Value: The Business Case for Disaster Risk Reduction. 288 págs. www.preventionweb.net/gar

UNISDR (United Nations International Strategy for Disaster Reduction) (2015) Making Development Sustainable: The Future of Disaster Risk Management. 316 págs. www.preventionweb.net/gar

UNITED NATIONS & GFDRR (Global Facility for Disaster Reduction and Recovery) (2012). Cómo desarrollar ciudades más resilientes. Un manual para líderes de gobiernos locales. Una contribución a la Campaña Mundial 2010-2015. Desarrollando ciudades resilientes – ¿Mi ciudad se está preparando! www.unisdr.org/campaign;isdr-campaign@un.org

UNITED NATIONS (2004). Yokohama Strategy and Plan of Action for a Safer World. Guidelines for Natural Disaster Prevention, Preparedness and Mitigation World Conference on Natural Disaster Reduction Yokohama, Japan, 23-27 May 1994

UNITED NATIONS (2005). MAH. Marco de Acción de Hyogo 2005-2015. Conferencia mundial para la reducción de Desastres (CMRD) Celebrada en Kobe, Hyogo Japón. 18 al 22 de enero de 2005. Aumento de la Resiliencia de las Naciones y las Comunidades ante los Desastres.

UNU. 1990 (Universidad de Naciones Unidas). Human rights and scientific and technological development. ISBN: 92-808-0731-5. HRSTD-

1/UNUP-731. 204 pp. Coordinador de la edición C.G. Weeramantry disponible en línea: www.unu.edu/unupress/unupbooks/uuo06he/uuo06he00.htm

WORLD BANK, GFDRR (Global Facility for Disaster Reduction and Recovery) and GOVERNMENT of JAPAN. (2012). The Sendai report. Managing Disaster Risks for a Resilient Future. 62 págs. www.gfdrr.org/sendai.

ZANGO-PASCUAL M. *La Gestión Integral de los Riesgos Naturales en el marco de los Derechos Humanos de Tercera Generación. El caso de los efectos inducidos por la sismicidad en El Salvador (Centroamérica)*. Tesis Doctoral. Universidad Pablo de Olavide, Sevilla, 2011, 530 págs.

RPAS ante maremotos: aplicaciones en seguridad y supervivencia e intervención en emergencias y grandes catástrofes

José Domínguez León

UNED – Centro Asociado de Sevilla
Academia Iberoamericana de La Rábida

Resumen

El presente trabajo se muestra como una aproximación a un proyecto orientado al empleo de RPAS/Drones en las labores de evaluación de daños tras un tsunami, en un sentido muy amplio, como premisa para organizar la intervención correspondiente. Algunos de los aspectos que se proponen no se ajustan a la actual legislación española, por lo cual se entiende que es urgente y necesario que sea promulgada una normativa que permita, al menos, la aplicación de esta tecnología en seguridad, riesgos, catástrofes, etc.

Palabras clave: RPAS, maremotos, seguridad, aplicaciones en seguridad, supervivencia, emergencias, grandes catástrofes.

1. ¿Qué pueden aportar los RPAS/Drones en caso de maremotos y tsunamis?

El punto de partida en la formulación del presente esbozo de proyecto para intervenir con tecnología RPAS/Drones en la evaluación de los daños y situación subsiguiente a un tsunami se relaciona con aquello que puede ofrecer esta tecnología y con la desiderata que autoridades, técnicos y el sentido común pueden explicitar en torno a la intervención adecuada. Por ello, se valora en primer lugar lo que puede aportar esta tecnología, en los términos siguientes:

a) Imágenes en tiempo real de las zonas afectadas, tanto de día como nocturnas, empleando cámaras de infrarrojos (IR) y térmicas, para localización de personas o determinados puntos térmicamente sensibles.

b) Localización de enclaves y estructuras o situaciones en que aprecia un riesgo inminente, según la evaluación que pueda realizarse. Esto es especialmente aplicable a estructuras colapsadas o en riesgo de ello.

c) Localización de amenazas, así como permitir esto que puedan ser clasificadas y evaluadas.

d) Localización de estructuras, vías de comunicaciones, etc., disponibles y en qué nivel. Se pueden incluir aquí edificios, plataformas para aterrizaje o amerizaje así como para despejes, lugares de reunión o de concentración seguros para supervivientes, heridos, fuerzas de intervención, posible ubicación de hospitales de campaña o centros de control de las intervenciones, puestos avanzados de mando y de intervención...

e) Configuración de un sistema de comunicaciones alternativo, actuando los RPAS y la estructura que mediante este recurso y tecnología se implante como:

- Antenas ubicables donde sea preciso.
- Mantenimiento en el aire de una estructura de comunicaciones.
- Emisores.
- Receptores.

f) Localización de supervivientes, elaborando una línea de intervención a partir de protocolos, empleando y elaborando mapas al respecto, por zonas, edificios, enclaves, etc., empleando:

- Cámaras con zoom que permitan discriminar objetivos a media distancia, para no

tener que emplear las cortas distancias salvo en los casos imprescindibles, con lo cual se ahorra tiempo y ello permitiría una más rápida evaluación de daños, recursos necesidades, etc.

- Cámaras con IR para visión nocturna.
- Cámaras térmicas, que permitan la localización de personas o animales vivos, así como determinados puntos sensibles, desde un punto de vista térmico.

g) Localización de saqueadores, mediante cámaras convencionales, IR y térmicas, o con cualquier otro dispositivo similar o adecuado a las circunstancias. Se puede elaborar un mapa de puntos calientes o conflictivos sobre los que actuar, dentro de un protocolo de intervención, aunque es preciso plantearse inicialmente si esto es necesario y por qué.

En esta línea se pueden localizar determinados recursos que pudieran ser empleados en un primer abastecimiento a la población afectada.

h) Levantamiento de planimetría sobre las zonas afectadas por el desastre mediante la aplicación de programas informáticos, partiendo de las fotografías y grabaciones. Lo primero es contar con una aproximación mediante un plano fotografiado, que permitiría tomar las decisiones iniciales sobre los aspectos más apremiantes a partir de una evaluación.

Se deben elaborar con diferentes escalas, de modo que sean operativos tanto para el nivel de análisis como para el de intervención concreta e inmediata:

- Planos generales.
- Planos parciales.
- Planos específicos de zonas, enclaves, edificios, conjuntos, etc., que puedan precisar de una intervención o que puedan ser empleados en las labores de auxilio.
- Planos en dos dimensiones.
- Planos tridimensionales, por sistema aplicado mediante ordenador. Estos permiten emplear parámetros que faciliten las características del alzado de edificios o de estructuras, para evaluarlos e intervenir si es necesario.

i) Transmisión de datos de imágenes faciales para, mediante la aplicación de programas de reconocimiento facial y por el cotejo con posibles bases de datos, efectuar la identificación por reconocimiento facial de supervivientes y de víctimas (en los casos en que reúnan características de viabilidad).

j) Identificación de situaciones o procesos de especial peligrosidad: incendios, descargas de tendidos eléctricos tanto activos como no activos o inertizados.

k) Valoración a cierta distancia del estado de las víctimas, mediante transmisión de imágenes y utilización de sensores que permitan determinados tipos de evaluación, por ejemplo, a partir del análisis básico espectrográfico de las imágenes obtenidas mediante tecnología IR, térmica, etc.

l) Valoración de flujos, direcciones, velocidades, volúmenes, profundidades, en relación a la masa hídrica, la lámina de agua y todo lo relativo a caudales en zonas concretas en las que sea preciso intervenir.

Esto conlleva la adecuada previsión, mediante aplicación en las bases y análisis de los datos obtenidos, de los estados de fluidos y cómo pueden afectar a los supervivientes, las labores de rescate, las estructuras que han perdurado, etc.

m) Previsión de necesidades y organización de las intervenciones según protocolos, a corto, medio y largo plazos, en relación a los tiempos que se entiende pueden llevar aparejados las diferentes acciones y los operativos a llevar a cabo. Podemos establecer unos parámetros compatibles con los datos conocidos de transgresiones marinas consecutivas a maremotos o a otros factores.

n) Atención y socorro a las víctimas, quienes pueden acceder a elementos materiales a través de su transporte por RPAS (por ejemplo, caso del RPAS que arroja salvavidas).

o) Transmisión de pautas, órdenes, sugerencias, instrucciones, etc., mediante micromegafonía aplicada por aproximación a las víctimas. Gestión de las situaciones de estrés máximo, para minimizar el impacto de las consecuencias del maremoto, aportando una vía de co-

municación que posibilite un contacto con posibles víctimas.

p) Trazado, marcado y establecimiento de localizaciones mediante claves GPS, realizadas por RPAS en aproximación máxima posible y segura a determinados objetivos. Una vez marcado el objetivo, se pueden incorporar a un catálogo o clasificación de tareas urgentes o prioritarias, según la pertinente evaluación y toma de decisiones. Las brigadas y equipos de intervención en materias o aspectos específicos pueden contar con una inestimable ayuda, por el previo trazado vías RPAS.

q) Previsión de réplicas del maremoto o del tsunami, o de cualquier otro movimiento natural, dirigiendo RPAS mar adentro, en constante labor de vigilancia, por la aparición del fenómeno, que permite, dada su captación en tiempo real, efectuar las labores viables para minimizar el impacto de dichas réplicas.

Es preciso tener muy nítido qué tipos de RPAS se pueden utilizar en dichas tareas. De tipo medio y pesado pueden permanecer en vuelo por un tiempo calculado en horas suficientemente amplio como para localizar olas que representen peligrosidad.

Se pueden emplear RPAS que sobrevuelan la costa en distintas direcciones, especialmente de forma latera. Se puede efectuar un barrido,

de tal forma que se obtenga una visión en tiempo real de posibles olas gigantes que puedan acercarse a la costa, y las zonas que podrían verse afectadas. En este aspecto cabe apuntar la importancia de contar con software que apliquen modelos matemáticos que puedan incorporar una elevado grado de fiabilidad en cuanto a predicción, para alertar a quienes se encuentren en las zonas que previsiblemente serán afectadas de nuevo.

2. Cómo configurar una Red Operativa a partir de RPAS/Drones, por zonas geográficas, para intervención ante Grandes Desastres y Emergencias.

Desde un punto de vista de la efectividad es preciso partir de una estructura que sea verosímil, es decir, que pueda quedar en pie y ser operativa en caso de contingencia por un gran desastre como el que puede provocar un tsunami. Veamos algunos de los rasgos y premisas que debe cumplir el establecimiento de un proyecto para configurar la aludida Red Operativa. Es necesario relacionar las entidades responsables de operar con los RPAS en una determinada demarcación (policías locales, ayuntamientos, centros de Protección Civil, Guardia Civil, CNP, bomberos, emergencias en general, centros de investigación, etc.). El cuadro siguiente (tabla 1) muestra cómo se puede efectuar, básicamente, la planificación referida.

Entidad	Responsable	Operador	Piloto RPAS	Comunicaciones	Recursos	Posibilidades	
A							
B							
C							
D							
...N							

Tabla 1. Cuadro relacional de entidades responsables de operar con los RPAS.

Se entiende como imprescindible establecer los responsables en demarcaciones concretas: entidad y personas concretas, delimitando la prelación o escala de mando, desde el responsable, el operador, el piloto de RPAS/Dron, el Equipo

de Apoyo, el analista, el responsable de comunicaciones, los técnicos que valorarán la información obtenida (arquitectos, ingenieros, médicos, técnicos de Emergencias, bomberos, UME, etc.) (tabla 2).

Igualmente, es necesario delimitar los medios o recursos con que se cuenta en cada demarcación, entidad, unidad, etc. Se trata de especificar la red de recursos, de manera que toda la organización sea consciente y conocedora de los medios con que se cuenta, en general (tabla 3).

A partir de estos modelos de protocolos se impone elaborar cuadros para los diferentes tipos de recursos que se pueden emplear, especialmente en relación con los RPAS/Drones operativos, como:

a) Tipos de baterías o combustible empleado por cada aparato (en su caso).

b) Módulos de Comunicaciones.

c) Cámaras fotográficas de adecuada resolución, video, IR visión nocturna, térmicas, termográficas, etc. Hay que enfatizar la importancia de las cámaras térmicas y de las termográficas, especialmente en la localización de víctimas y supervivientes en desastres, así como en la valoración del estado en que se encuentran, lo cual ayuda en la más adecuada toma de decisiones en cuanto a la intervención de los equipos de emergencias.

Entidad	Responsable	Prelación / Orden de los responsables: Responsables. Operador. Piloto RPAS. Equipo de Apoyo. Técnicos. ...	Analistas en seguridad, emergencias y desastres.	Comunicaciones	Técnicos: Arquitectos. Ingenieros. Médicos. Geólogos. Oceanógrafos.	

Tabla 2. Demarcación (zona en la que se hará efectiva la actividad de cada operador).

Tipo de RPAS/Dron Modelo	Características. Potencias. Posibilidades.	Entidad	Responsable	Operador	Piloto	Proveedor. Reparador.			

Tabla 3. Tipos de RPAS, características técnicas y otros datos de la red de recursos disponibles.

d) Equipos para análisis de entornos, mediante sensores que faciliten la obtención de información relevante (velocidad del viento en distintos niveles, temperatura, grado de concentración en el aire de determinados productos o compuestos, etc.).

e) Delimitar sectores, cuadrantes o zonas a valorar por cada entidad, estableciendo diferentes niveles de intervención, según hayan quedado operativos o no otros equipos correspondientes a distintas entidades. Esto implica

que las entidades más próximas a la línea de costa afectada por el tsunami pueden quedar en situación de no operativas, con lo que es preciso contemplar diferentes posibilidades según las cuales sea preciso abordar unas u otras tareas. Imaginemos un escenario en que hayan quedado fuera de operatividad las unidades de RPAS de entidades en una franja costera de varios kilómetros, e igualmente en varios kilómetros hacia el interior. Esta situación solo se puede paliar con la intervención de unidades de RPAS de demarcaciones situadas más hacia

el interior, encargándose, según los cuadros de decisión que se hayan elaborado, de analizar cuadrantes concretos.

f) La definición de cuadrantes, ya sean rectangulares o cuadrangulares, permite fijar planes de vuelo de los RPAS/Drones siguiendo unas determinadas pautas, al objeto de hacer perfectamente batible el terreno o espacio a analizar.

g) Resultaría primordial realizar una trayectoria de los vuelos, por cuadrante, situándose en uno de los cuatro ángulos rectos y realizando un vuelo en diagonal, realizando a continuación una trayectoria siguiendo la diagonal restante. Esto permitiría elaborar una primera aproximación acerca de la magnitud del desastre.

h) Es imprescindible adecuar la altura del vuelo a las condiciones que permitan realizar unas tomas y grabaciones suficientemente amplias como para elaborar un primer informe de aproximación. Se entiende que la posibilidad de vientos de una velocidad notable pueden hacer impracticable los vuelos a una altura deseable, en torno a los cien metros, lo cual los situaría en una cota a la que es poco común que existan edificios o estructuras con las que puedan colisionar. Sin embargo, sería preciso bajar dicha cota en caso de vientos a partir de una determinada velocidad. Si se rebaja primero a cincuenta metros y después a veinticinco, cabría así librarse en gran medida de las influencias del viento. No obstante, se estaría aumentando el riesgo de colisión, aparte de que no se ajustaría a la legalidad tal formulación. En todo caso, estas propuestas no contarían, de momento, con un aval legal de acuerdo con la normativa en vigor.

i) Los vuelos que podríamos considerar rasantes, o próximos a la línea de rasante (definida en cada caso por el suelo o por el nivel alcanzado por el agua o por las materias que esta haya podido arrastrar), permitirían una cierta precisión en la toma de imágenes, localización de

supervivientes, heridos, estructuras, zonas o puntos de encuentro, zonas seguras a las que orientar a los supervivientes y a los equipos de emergencias, zonas de sacrificio, zonas de evacuación horizontal y dirección hacia las mismas, elementos de evacuación vertical y dirección hacia los mismos, etc. Sin embargo, se reitera que, por el momento, estarían fuera de la legalidad vigente.

j) Completar las trayectorias de vuelo de los RPAS puede pasar por realizar sucesivas pasadas paralelas, en un sentido y en el opuesto, hasta ir completando el mapa o recopilación de datos, teniendo en cuenta que previamente se hayan efectuado los ajustes para no incurrir en colisiones con estructuras preexistentes.

k) Esto implica que los planes de vuelo de cada cuadrante deben ser estudiados muy meticulosamente, así como revisados con una periodicidad que permita no encontrar obstáculo alguno en caso de operación por desastre real.

l) Se hace preciso establecer un Protocolo de Intervención General, en el que quepa incluir todas las acciones posibles programables. Quedan fuera de esta programación las acciones operativas de perfiles muy específicos, como por ejemplo el análisis de una estructura dañada o colapsada, la búsqueda de supervivientes en un segundo o tercer nivel de intervención, una vez ya elaborada una planimetría con la información facilitada desde los RPAS en el primer vuelo tras el desastre. Ha de establecerse un Protocolo de Intervención General, así como otros específicos.

m) Se debe elaborar un Protocolo de Intervención Específico, ante determinados tipos de Emergencias o Grandes Desastres. Depende de la Evaluación del Riesgo que se haya realizado previamente, y así, se elabora o no un Protocolo de Intervención Específico para cada tipo de Riesgo. En caso de contar con él, se debe aplicar el General, teniendo en cuenta las pertinentes acomodaciones a cada realidad.

Acción	Responsable	Ejecutor	Coordinación con...	Para elaborar...			

Tabla 4. Protocolo de Intervención General.

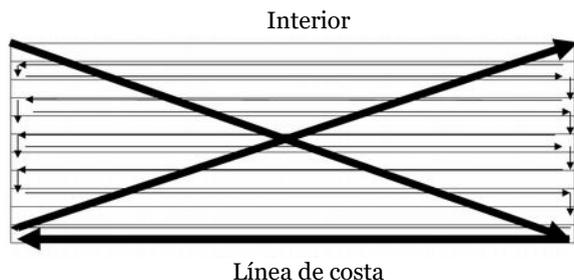


Fig. 1. Plan de vuelo y trayectoria a seguir por cada RPAS/Drones en su respectivo cuadrante o en los que se le encomiende, según la situación y magnitud de los daños causados.

Se ha de comenzar por una trayectoria en diagonal, respecto del cuadrante, para efectuar un balance general o global, que permita una primera aproximación, en tiempo real, de acuerdo con la cual se pueda realizar:

- a) Primera evaluación del alcance del tsunami, en cuanto a zonas afectadas, y en qué grado.
- b) Primera evaluación de zonas de evacuación y tipologías en que esta sería viable, aconsejable, etc. Aquí se podría llevar a cabo una aproximación a la valoración de cómo se han efectuado las evacuaciones «en vertical», «en horizontal», así como qué «zonas de sacrificio» cabe considerar como tales y cómo han resultado afectadas, así como en qué grado.
- c) Primera evaluación de la situación de las víctimas, en un sentido muy general y amplio, con aproximación a las medidas y acciones a tomar y llevar a cabo, según los protocolos de intervención con que se cuente.
- d) Primera evaluación de la previsión y propuesta de necesidades e intervenciones, para formularlas y organizar los operativos consecuentes. Todo esto puede estar prefijado, en el nivel de carta de posibilidades o protocolo, o lista de comprobación, graduada de mayor a menor importancia o prioridad de intervención, grado de dificultad o complejidad de las acciones a llevar a cabo, necesidad de participación de medios y de efectivos humanos, etc.
- e) Primera evaluación de la situación en cuanto al estado de las comunicaciones, de lo cual se podría deducir la necesidad de mallas nuevas o alternativas, ante la posible no operatividad de las convencionales. Es necesario contar con redes alternativas, posiblemente de insti-

tuciones o personas, que como voluntarios hayan ofrecido sus medios, previamente, en caso de catástrofe o emergencia de diferentes tipos o naturaleza.

f) Primera valoración sobre la necesidad de emplear RPAS en materia de comunicaciones, lo cual puede conllevar adoptar las oportunas medidas en relación a situar en vuelo los aparatos que permitan, mediante las cargas de pago correspondientes, establecer un sistema de comunicaciones alternativo.

g) Primera valoración de la operatividad del sistema GPS o similares, en cuanto a fijación de ubicaciones y cálculos precisos de puntos de intervenciones prioritarias primero, y más generales en segundo término. Esto nos permite fijar puntos en superficie y en altura, así como establecer y marcar las intervenciones y los tiempos aproximados a emplear, para utilizar los medios de RPAS adecuados, teniendo en cuenta sus características (tiempo máximo operativo de vuelo en condiciones de consumo de energía eléctrica y/o cualquier otro recurso operacional. Se trata de salvaguardar que cada aparato tenga suficiente rango operacional en cuanto a tiempo y aplicaciones o tareas a realizar. Cada aparato ha de regresar a la base en condiciones de plena operatividad, para reemplazar baterías por otras cargadas, o reponer cualquier dispositivo, sensor, etc. necesario o que se haya podido averiar o comprobarse que no se hallaba operativo.

h) Primera valoración de las posibles necesidades de los supervivientes en un sentido muy extenso, así como recabar información de posibles unidades o instituciones cuya intervención sería precisa, urgente, vital, etc.

i) Al constatar estas diferentes informaciones en tiempo real, se hace necesario que el piloto de cara RPAS esté acompañado y asesorado, al menos, por un experto analista de imágenes en emergencias, dado que el piloto debería centrar su atención en el vuelo y en los aspectos de seguridad y operatividad oportunos, mientras el o los analistas pueden ir recogiendo los elementos de información. Se puede, incluso, establecer un segundo nivel de análisis, y de analistas, que revisen cada grabación con independencia de esta primera intervención, dado que puede ocurrir que en una visualiza-

ción más sosegada, con congelaciones de imágenes, aplicación de zooms, precisión de planos, captación de detalles y selección de estos, etc, se puede obtener un perfil muy adecuado sobre la situación real y el tipo de medidas a adoptar para intervenir ante ellas.

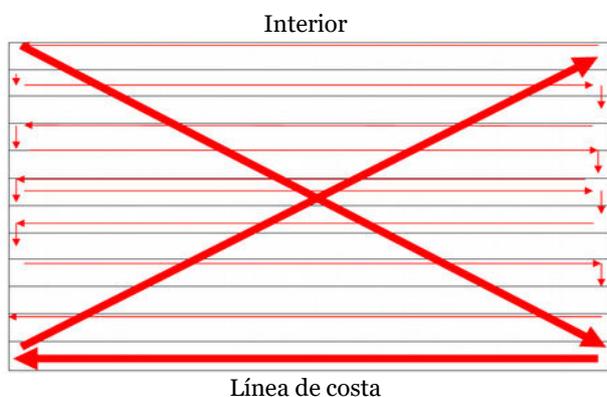


Fig. 2. Plan de vuelo y trayectoria a seguir por cada RPAS en su respectivo cuadrante o en los que se le encomiende, según la situación y magnitud de los daños causados.

3. Ubicación de bases de RPAS/Drones en relación a la línea de costa.

Diferentes líneas de ubicación desde la línea de costa hacia el interior (basado en el concepto de seguridad periférica/concéntrica/ esférica). Cada RPAS tiene asignado un Cuadrante para su análisis tras un tsunami. Los RPAS que han resultado dañados, eliminados o no operativos serán sustituidos por otros que han quedado operativos, lo cual multiplica las labores de estos, para poder cubrir el análisis global de toda la zona afectada por el tsunami.

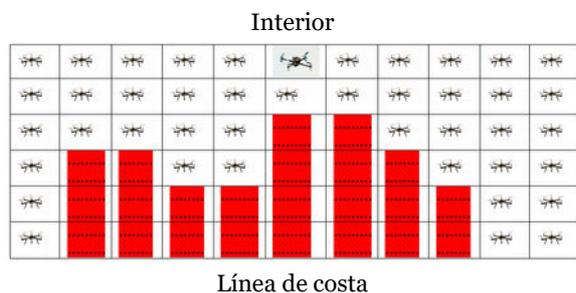


Fig. 3

-  Cuadrantes en los que los RPAS han resultado no operativos.
-  Cuadrantes en los que los RPAS han resultado operativos
-  Cuadrante que puede coordinar o dirigir todo el operativo. En caso de contingencia sobrev-

nida, se establece una prelación por la que pasa la coordinación o dirección a un cuadrante adyacente que cumpla con las condiciones de operatividad y mando estipuladas.

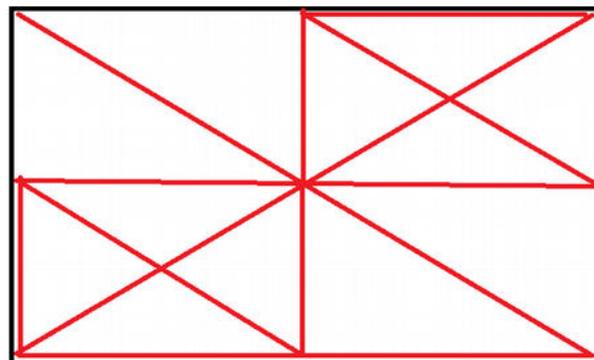


Fig. 4

- a) Primer vuelo y trayectoria de RPAS de inspección para cubrir varios o todos los cuadrantes.
- b) Se trataría de cubrir en la inspección el máximo de la zona afectada por el tsunami. Los cruces de trayectorias pueden acentuarse o acumularse en las zonas más afectadas, probablemente más cerca de la línea de costa.
- c) Las características del vuelo en cuanto a trayectoria y altura deberán acomodarse a las condiciones de operatividad tras el tsunami, lo cual puede implicar operar en función de las imágenes transmitidas en tiempo real por la plataforma. Así se evitan colisiones.
- d) Es necesario que tales trayectorias se hayan efectuado en vuelos de entrenamiento, a modo de simulacro. Cualquier alteración posterior en cuanto a tendidos, edificios, etc, deberá ser agregada a la información que se maneja, al objeto de las pertinentes modificaciones de los planes de vuelo, las trayectorias, las alturas, etc.

No podemos contar por ejemplo, en municipios medianos o pequeños, con toda una dotación de plataformas de ala rotatoria con sus correspondientes pilotos. Esto es impensable en cuanto a costo y sobreesfuerzo. Sin embargo sí podemos contar con uno o dos RPAS en cada demarcación, municipio, policía local, puesto de la Guardia Civil, Comisaría de Policía del CNP, unidad de la UME, cuartel o parque de Bomberos con proyección en un entorno amplio, etc. Los pilotos de esos RPAS y los técnicos que pueden intervenir en este tipo de operativos tras desastres son los mismos que estarían de turno o de guardia. Esto conlleva una cualificación y habilitación de ese personal en lo que se refiere a pilotar RPAS, realizar determinadas tareas de inspección, conocimiento de los programas que permiti-

rían establecer un sistema de comunicaciones adecuado, así como del software que haga posible el análisis de imágenes, el levantamiento de la planimetría, etc. Esto, por tanto, se debería convertir en uno de los ejes en las líneas de formación del personal de policía en general, bomberos, emergencias, UME, centros de investigación, etc.

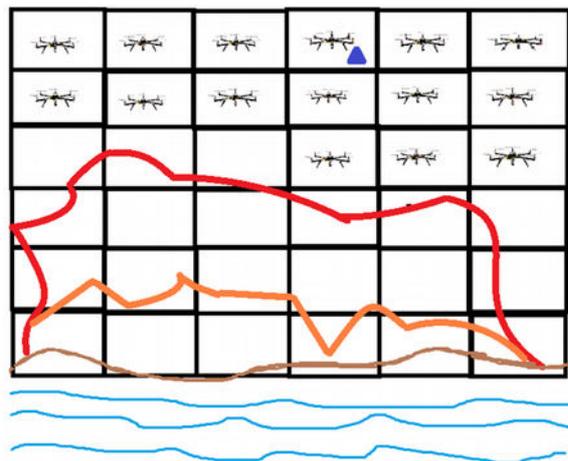
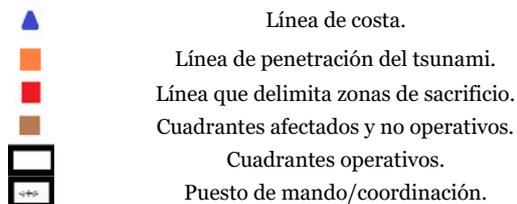


Fig. 5



Además, de la misma manera que a lo largo de muchos años se mantuvo una estructura de radioaficionados, altamente cualificados, que pudieron prestar inestimables servicios en medio de verdaderos desastres, habría que incentivar el asociacionismo y el voluntariado en ámbitos como el que nos ocupa, con el eje de la aplicación de RPAS, y lo que de ello puede derivarse, para su aplicación en desastres, crisis de distinta naturaleza, etc. Se abre un mundo complejo y muy novedoso en sus diferentes formas ante el que no podemos estar de espaldas.

De momento, los organismos oficiales, en general, cabe apuntar que se encuentran bastante lejos de ser receptivos y receptores de esta tecnología y sus principales aplicaciones, sobre todo de la relativa a plataformas medias y pequeñas, de ala rotatoria, que pueden incluir-

se en el marco de las más idóneas para las labores de las que aquí se trata.

4. ¿Qué podemos realizar en el área que nos ocupa para el análisis de la situación en cuadrantes tras un tsunami?

Podemos clasificar las tareas a efectuar de acuerdo con los núcleos de interés o que se consideren prioritarios o vitales, según las circunstancias. En principio podemos establecer una serie elementos y de actividades que dan sentido y se orientan hacia la eficacia, como los siguientes:

- a) Planificación de acciones, operaciones o prioridades, lo cual conlleva una jerarquización y una secuenciación de las mismas. En general, todo ha de ser secuenciado.
- b) Los *tipos de vuelos* de RPAS/Drones/Microdrones que se imponen en función de las circunstancias, teniendo muy en consideración aspectos como:

- Las *trayectorias* a seguir por los aparatos, sobre la base de previos planes de vuelos y según lo extraído o aprendido de la realización de anteriores simulacros. La ejecución de simulaciones implica la emergencia de problemas, obstáculos o la detección de tareas complejas e incluso imposibles de realizar, así como la apreciación de potenciales no previstos inicialmente.
- La *altitud* a que se deben efectuar los vuelos, dependiendo de los planes de vuelo previamente trazados y de las circunstancias o efectos derivados del tsunami. Primero se deben tener en cuenta la altura de edificios y estructuras existentes en la zona a batir, estudiados con anterioridad, para elaborar un plan de vuelo que lo contemple, efectuando las correcciones oportunas. Ante una trayectoria previamente estudiada cabe definir una altitud mínima y/o máxima, para establecer un plan de vuelo y ensayarlo en diferentes simulacros, lo cual llevará a una operatividad adecuada y eficaz en situaciones de emergencia real. Se puede establecer un modelo en el que se vuelen los aparatos a 20-25 metros, por considerar que con equipaciones de carga de pago compues-

tas por cámaras y sensores de uso común, es decir, medios de corta sofisticación, se puede cubrir adecuadamente el conjunto de tareas a realizar. La ubicación de edificios más altos o de estructuras que impliquen aumentar el techo del vuelo, implica unas trayectorias muy bien planificadas previamente, así como una máxima atención por parte del piloto para evitar colisiones. En las labores a desarrollar por el piloto, quien ha de estar atento a la trayectoria del aparato, puede apoyar o ayudar un segundo piloto o especialista en la localización y marcado de puntos que requieran una especial atención tales como posición de víctimas a socorrer o rescatar, situaciones de máxima prioridad en atención por posibles colapsos de estructuras, incendios, etc.

c) Dedicar una especial atención a los *posicionamientos del aparato en pleno vuelo*, conectados con la detención en el aire precisamente para detectar con precisión aquello que precise de una particular atención, al tiempo que captar detalles o factores muy específicos como víctimas, edificios, estructuras, infraestructuras (especialmente infraestructuras críticas), supervivientes, heridos, etc.

d) *Elaboración de planos y representaciones gráficas, fotográficas, métricas, termométricas*, etc. No solo se trata de obtener esta información en tiempo real a través de la visualización, es decir, el contacto visual que ofrece la visión de pilotos y analistas a partir de las imágenes generadas por las cámaras que portan los RPAS/Drones/Microdrones, sino de aplicar programas informáticos que permitan el procesamiento de los datos obtenidos, desembocando esto en el levantamiento urgente de la correspondiente *Fotogrametría* y *Planimetría*. Esto ayudará en las fases siguientes de la intervención, y facilitará a quienes las realicen un material de primera mano para identificar prioridades.

e) Tener definidos los correspondientes protocolos de intervención para cada tipo de operación a llevar a cabo, en función de la naturaleza de los acontecimientos ante los cuales actuar. Ello conlleva establecer con claridad los objetivos, las metodologías, las res-

ponsabilidades, los medios, las acciones a efectuar, etc.

f) En el aspecto de la carga de pago, traducida a equipamiento útil que incorporen los RPAS/Drones/Microdrones, podemos establecer, al menos, parámetros como los tipos de cámaras a emplear, dependiendo de cada situación (convencionales, infrarrojas, térmicas, ...) y de las potencialidades o prestaciones que ofrezca cada una. Sabemos que cámaras convencionales, con un costo reducido, pueden ser utilizadas en condiciones diurnas y sin demasiados elementos ambientales adversos o que dificulten la captación de imágenes y el visionado e interpretación de las mismas. Las cámaras infrarrojas permiten una visión nocturna adecuada, también en condiciones no excesivamente adversas. Estas cámara IR deben componer la dotación incorporada a los aparatos, o al menos a un grupo de ellos, para poder actuar en operaciones nocturnas. Respecto de las cámaras térmicas, al suponer un costo bastante más elevado, así como precisar de calibrados y mantenimiento más complejos, y de cualificación técnica particular del personal que opere con ellas y que realice las tareas de interpretación de las imágenes obtenidas. En un sentido muy general, es preciso contar con potentes zooms para la obtención de ampliaciones o precisiones de planos, puntos, etc, sin tener que llegar a reducir la cota de altitud de la trayectoria de vuelo, lo cual podría comprometer la operatividad e integridad del aparato y de la misión. Descender siempre puede significar un riesgo, o un conjunto de riesgos, que es preciso evitar o reducir al máximo.

g) En el mismo capítulo de la carga de pago es conveniente adoptar las medidas que lleven al empleo de la *miniaturización de elementos incorporados a los aparatos*, dado que un menor peso puede significar un aumento en algunas de las prestaciones. No hay que argumentar mucho en este terreno, precisamente por la propia lógica de lo que se pretende. Reducir volúmenes y pesos implicaría, probablemente, aumentar prestaciones, funciones, operatividad, fiabilidad y seguridad, entre otros factores.

h) Es preciso *valorar los tipos de sensores que incorporen las plataformas que se empleen*,

para determinar una serie de parámetros que puedan afectar las labores de los equipos de emergencia, tales como temperatura, presión, altitud, velocidad del viento, humedad, etc. Si se incorporasen sensores para detectar elementos o factores marcadamente específicos, habría que ser selectivos en cuanto a su utilidad, y estudiar su empleabilidad, costo, complejidad de utilización, etc. A veces puede resultar bastante más operativo el empleo de tecnologías simples, precisamente por la facilidad de acceso a las mismas y por lograrse una utilización sencilla y eficaz.

i) Resulta fundamental la *evaluación de todos los elementos y aparataje que se incorporen en la carga de pago*, en aspectos poco apreciados en los estudios técnicos previos a las decisiones de empleo y adquisición. Un factor esencial es el de la *obsolescencia programada*, que se sabe se aplica en determinadas industrias. Es preciso alejar y reducir o minimizar los riesgos y posibilidades de que los equipos incorporados en los RPAS/Drones/Microdrones (e incluso estos, es decir, las plataformas o aparatos) fallen, tanto por separado como también en grupo. Esto último podría acontecer si los equipos se han comprado al mismo tiempo, de idéntica marca, y estuviesen programados para sufrir una avería determinada y dejar de ser operativos. Imaginemos que ese fallo deja en situación de no operativo un aparato, o toda una serie de aparatos, precisamente en ante una situación de emergencia real, ¿cómo se puede evitar? De un modo muy básico, deberíamos emplear varios tipos de aparatos y de instrumentos incorporados a los mismos, o sea, que sean de marcas, modelos, etc, diferentes, para evitar un posible fallo generalizado. Es más, si aplicamos un modelo de división en cuadrantes de la zona a valorar, se podrían emplear aparatos y equipos distintos en los cuadrantes colindantes o colaterales al que designemos como referente. Así evitaríamos una posible no operatividad total o casi en emergencia real. Si se produce esta no operatividad en algún tipo de aparato, sus funciones podrían ser efectuadas por otros modelos diferentes que partieran de cuadrantes colaterales, lo cual implicaría la simulación de este tipo de situaciones en entrenamientos previos.