

El riesgo de los tsunamis

En 1848 se produjo el último importante

El análisis de los riesgos naturales en la Península Ibérica llevado a cabo por diversos organismos en los últimos años, demuestra que es el riesgo por tsunamis uno de los menos conocidos, y sin embargo, más importantes. A través de registros históricos e instrumentales se ha podido constatar que tanto las costas mediterráneas como atlánticas son susceptibles de verse afectadas por este tipo de fenómenos, aunque con muy distinto nivel de peligrosidad. En el Gobierno Civil de Cádiz se ha elaborado el informe que publicamos.

Las pérdidas estimadas para un episodio «tsunámico» de intensidad y naturaleza similar al del 1 de noviembre de 1755 en el golfo de Cádiz (hipótesis de riesgo máximo) oscilan en torno a los 0.4 billones de pesetas (IGME, 1987; DGPC, 1991). Sólo en Andalucía (la Comunidad Autónoma con mayor índice de pérdidas por riesgos naturales de España) representa el tercer riesgo, tras terremotos e inundaciones.

Tsunamicidad en el Mediterráneo

En términos generales la peligrosidad del Mediterráneo en lo que a tsunamis se refiere es reducida, por cuanto los episodios registrados son escasos y de pequeña magnitud. Habría que hacer, sin embargo, dos salvedades: la primera es que no existen estudios exhaustivos sobre el tema, aunque ciertamente sucesos catastróficos hubieran quedado registrados en los anales históricos; y la segunda es que el Mediterráneo Oriental presenta un nivel de peligrosidad medio-alto, acorde con su nivel sísmico, en contraposición con el resto de la cuenca.

Cabe reseñar en este área episodios tan importantes como el tsunami originado por la erupción y explosión del volcán Santorín, en la isla griega de Thera (1.500 a.C.), posible causa de la brusca desaparición histórica de las civilizaciones cretense y minóica.

En época reciente, 1956, un sismo con epicentro al sudeste de Amorgos produjo un tsunami (se habla de olas entre 20 y 45 metros) que afectó a las islas griegas Cícladas, causando daños en Amorgos, Patnos, Creta y Milos (Bolt, 1981).

El golfo de Korinthiacos, en el mismo área, es una región con frecuente actividad sísmica, tsunamis y deslizamientos submarinos. En febrero-marzo de 1981 se registraron una serie de sismos (tres de ellos de magnitud superior a 6.4) que indujeron deslizamientos submarinos (detectados por rotura de cables y prospección geofísica) y oscilaciones del nivel del mar (tsunami de 1



metro) con daños en las zonas costeras (Perrissoratis et al., 1983).

Por lo que respecta al Mediterráneo Occidental no existe constancia histórica de tsunamis de alta intensidad. Sólo en los últimos años el análisis de registros sísmicos históricos e instrumentales, mareogramas y el estudio de la dinámica de la plataforma y talud continental, está permitiendo valorar en su justa medida el nivel de peligrosidad de la región.

En primer lugar se ha de destacar la existencia de niveles de sismicidad medios, especialmente en el sudesde peninsular, desde Alicante a Gibraltar, y en las costas adyacentes a Cataluña, coincidiendo con los sectores peninsulares de mayor sismicidad: cordilleras Béticas y Pirineos orientales.

La sismicidad existente en el mar de Alborán y costas del Norte de Africa define una lineación que marca el contacto entre las placas Africana y Euroasiática, según un dispositivo tectónico transformante, es decir, con predominio del movimiento rumbodeslizante, aunque con una importante componente vertical, tal como queda patente en los

mecanismos focales deducidos de diversos terremotos de la región como el de El Asnam (Argelia) de 1980.

Históricamente existen referencias de sismos frente a las costas levantinas y catalanas, similares al de Torreveja de 1829, con posibilidad de haber generado tsunamis de escasa magnitud.

El mecanismo de generación que hasta el momento parece más extendido está en relación con la dinámica de la plataforma y talud continental. La presencia de relieves costeros cercanos a las costas, el régimen de precipitaciones y la masiva deforestación (especialmente a partir del siglo XVI) ha provocado que en buena parte de las costas mediterráneas peninsulares y de regiones adyacentes se haya producido un importante incremento de los aportes fluviales con la consiguiente acumulación en plataforma y talud de gran volumen de sedimentos. Son característicos los deltas de los ríos Ródano y Ebro, así como multitud de pequeños ríos y ramblas especialmente en el sudesde peninsular con gran capacidad de depósito en época de avenidas.

Dado que la sismicidad no es muy elevada los sedimentos pueden acumularse en la plataforma durante periodos continuados, sin sufrir procesos de inestabilización, lo que unido a las propiedades de estos materiales (detríticos, próximos al límite líquido LL, con valores característicos de cohesión, ángulo de rozamiento interno, susceptibilidad, etc.), a la inclinación relativa, y en presencia de sismos ocasionales, nos lleva a la generación de grandes desplazamientos de material a lo largo del talud continental y cañones submarinos. Estos deslizamientos y corrientes de turbidez pueden alcanzar dimensiones de centenares de km³ (Sakov et al., 1982), por lo que son susceptibles de originar tsunamis (Medialdea, 1987).

A la existencia de prodeltas, taludes y paredes de cañones submarinos se añade, además, en el caso del Mediterráneo la presencia de masas evaporíticas del Messiniense, que implican un factor adicional de inestabilidad debido a la plasticidad de estos materiales y su capacidad para actuar como niveles de despegue (Medialdea, 1987).

Como consecuencia, en la mayor parte de los casos hasta ahora conocidos en el Mediterráneo, especialmente en el sector occidental, la generación de tsunamis está en relación con deslizamientos submarinos y corrientes de turbidez. No obstante, el mecanismo inductor viene dado por la sismicidad como elemento inestabilizador de las masas de sedimentos de plataformas y taludes.

Ejemplos de este mecanismo se han detectado en los últimos años. El 16 de octubre de 1979 en el mar Ligur, plataforma continental de Niza, frente al delta del río Var, pudo detertarse un descenso sensible del nivel del mar seguido de posteriores elevaciones de varios metros que duraron unas 4 horas y afectaron un frente litoral de 100 kilómetros (Gennesseaux et al., 1980). El hundimiento de un espigón artificial en el delta del río y la posterior rotura de cables submarinos permitió establecer que la causa de este tsunami se debió a una corriente de turbidez de grandes proporciones, sin que fuese necesaria la intervención de un pulso sísmico como fenómeno inductor.

El análisis de mareagramas de puertos del sudeste y sur peninsular (Alicante, Algeciras, Málaga) ha servido, igualmente, para detectar pequeños tsunamis relacionados con sismos recientemente ocurridos en la región. Aunque todavía en estudio, parece clara la conexión entre estos episodios y los sismos de 9 de septiembre de 1954 (Mg. 6.7), y el llamado terremoto de El Asnam de 10 de octubre de 1980 (Mg. 6.5) que originó un deslizamiento en las costas argelinas (Campos, 1990). Este último ejemplo permite observar

TERREMOTOS ASOCIADOS CON TSUMAMIS EN LAS COSTAS DEL SW PENINSULAR EPOCA HISTORICA (500 a JC - 1899)		
Fecha	Observado en	Efectos de Tsunami
216-218 a J.C.	Cádiz	La mar anegó muchos lugares que primero fueron descubiertos lanzando fuera de sí multitud de pescados, unos comunes y conocidos y otros nunca vistos.
209-210 a J.C.	Cádiz	La mar anduvo muchos días tan gruesa con braveza y corrientes excesivas, que pasó har-to adelante de donde solía. Durante el 209 los vecinos de Cádiz padecieron algunos terremotos acompañados de maremotos.
60 a J.C.	Portugal y Cádiz	El mar salió de sus límites corrientes inundando muchas tierras y en la resaca dejó en seco otras muchas.
382 a J.C.	Portugal	Padecieron mucho las costas marítimas del país de Portugal. Aparecieron y desaparecieron islas de las que hay aún vestigios en algunas partes emergidas frente al Cabo de San Vicente.
881	Cádiz	El mar se retrajo y apartó de las costas y desaparecieron islas y escollos en el mar, se arruinaron muchos pueblos de la costa meridional y occidental de España.
26-01-1531	Sur de Portugal	El Tajo descubrió su lecho y sus aguas corrieron por sus márgenes. En el mar algunos de los navíos se perdieron por el gran movimiento de sus aguas. En el Tajo frente a Lisboa se hundieron varios barcos.
27-12-1722	Sur de Portugal	Las aguas de los riachuelos Tavira y Faro se dividieron en algunas ramas y en parte se perdieron en las grietas abiertas. Las embarcaciones pequeñas ancladas en la costa quedaron en seco.
1731	Cádiz	En Cádiz el mar se retiró por espacio de una legua dejando descubierto por Sancti-Petri el sitio que ocupaba la antigua Gades y el Templo de Hpercules.
01-11-1755		(Ver Texto)
31-03-1761	Lisboa y Finisterre	En Finisterre la mar se notó alborotada y varió mucho su nivel. Los barcos situados en el mar cerca de Lisboa se vieron afectados por sacudidas.
02-02-1816	Portugal	Hubo maremoto...
23-12-1848	Campo en Portugal	Hubo doce olas enormes...

Fuentes: Moreira de Mendonça (1758); Perrey (1847); Pereira de Sousa (1916); Navarro-Neumann (1920) y Galbis (1932).

Recopilado por Campos Romero, 1990

la relación sismicidad-deslizamientos submarinos-tsunamis.

Tsunamicidad en el Atlántico

La distribución espacial de la sismicidad sobre la superficie terrestre viene definida en su mayor parte por la dinámica cortical, es-

to es, por la existencia de zonas de creación y destrucción de corteza, y de contacto entre placas. Es por ello, que analizando los diferentes tipos de contactos corticales podremos establecer globalmente zonas sísmicas y «tsunamigénicas».

Atendiendo a este criterio la «tsunamicidad» de la cuenca atlántica va a venir de-

terminada por la existencia de la Dorsal Medio-Atlántica y los diversos contactos entre las placas que la conforman (Americana, Euroasiática y Africana).

La actividad «tsunámica» originada en el interior de placas de naturaleza oceánica puede considerarse insignificante, acorde con el bajo nivel sísmico, como se ha constatado en océanos que como el Pacífico presentan elevada peligrosidad.

La existencia de un rift medio-atlántico tampoco implica alto riesgo, dado que las características de este tipo de accidentes corticales no son las idóneas para la generación de tsunamis (movimientos de carácter expansivo, escasa potencia cortical, superficialidad de hipocentros, plasticidad de los materiales, altas temperaturas, etc.).

Por contra, las zonas de colisión entre las placas en juego van a ser las responsables de los mayores niveles de sismicidad y «tsunamicidad» en el Atlántico. Dos van a ser las zonas proclives a desarrollar esta fenomenología:

1) La región caribeña es un sector de influencia e interacción entre la placa Americana y las placas Pacífica, de Nazca y Cocos. La presencia de la denominada falla de Motagua individualiza una unidad de menores dimensiones y régimen complejo, conocida como Placa Caribeña, en relación a la cual se van a producir importantes sismos (terremotos de Guatemala) y episodios «tsunámicos» de carácter más o menos local.

2) El Atlántico Central es la zona de contacto entre las placas Euroasiática y Africana, por medio del accidente sismotectónico Azores-Gibraltar. El esquema global del área viene dado por la Dorsal Medio-Atlántica que se bifurca al Este, hasta las islas Azores, a través de la Terceira Ridge. Esta bifurcación permite el contacto entre las tres placas en juego, conformando lo que en Tectónica de Placas se conoce como «punto triple».

El contacto neutro o de colisión entre la placa Africana y Euroasiática se resuelve desde las Azores como una falla transformante dextral, por lo que el movimiento tendrá una componente fundamentalmente horizontal; de ahí que no sean de esperar tsunamis importantes, salvo para las islas Azores, dada su proximidad.

Sin embargo, aproximadamente a partir de los 18° de longitud, al SW del Cabo de San Vicente, ya en el golfo de Cádiz, los sismos registrados sobre esta fractura muestran unos mecanismos focales que corresponden a fallas inversas, buzantes al sur, con un eje de máxima compresión horizontal de dirección N-S, y con subducción de la placa Africana respecto a Euroasia.

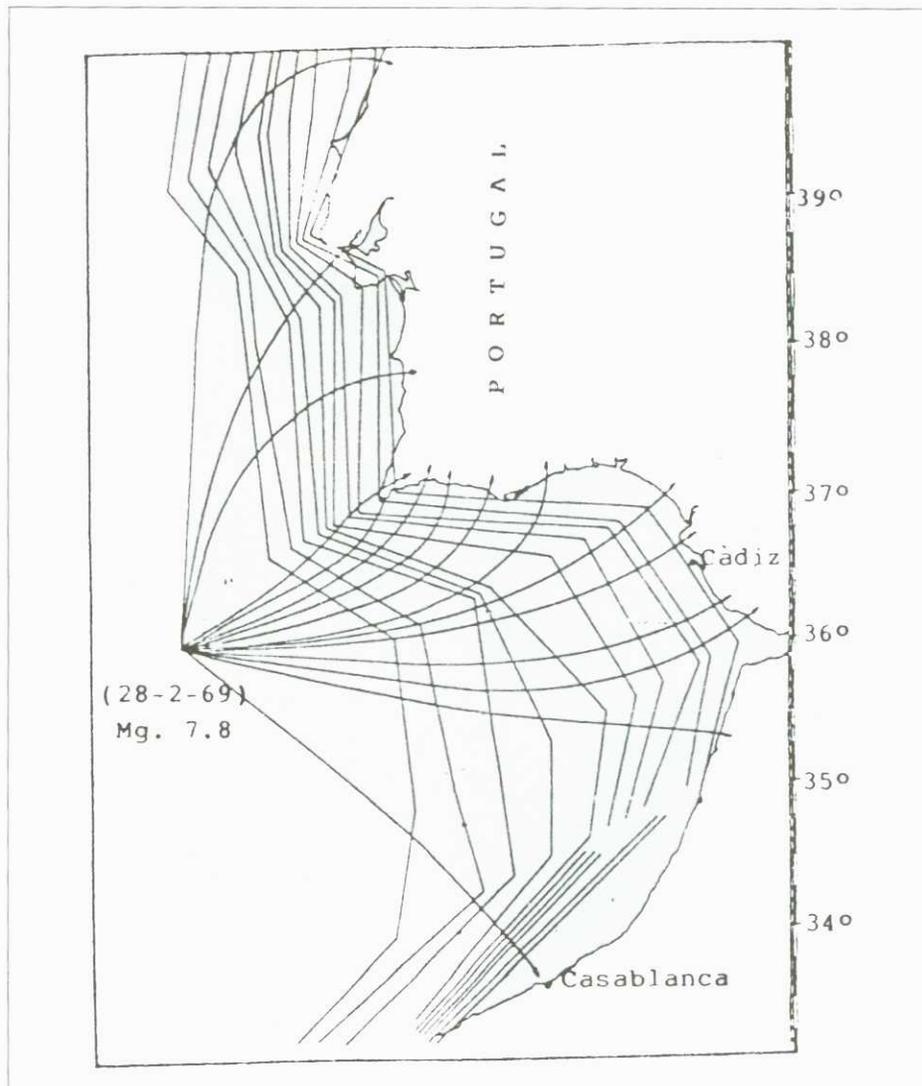


Diagrama de refracción de rayos de tsunami del 20-2-69, asociado a un sismo con epicentro similar al del terremoto de Lisboa de 1755 (M. Catalán, 1979)

El aumento de la componente vertical de los movimientos, la sismicidad elevada de la región, y la gran superficie de fondo afectada por los sismos, entre otras causas, explica suficientemente la generación de Tsunamis de gran amplitud, que van a afectar de forma inmediata a la costa atlántica magrebí y especialmente al Sudoeste de la Península Ibérica. El tiempo de llegada de estos frentes de olas puede oscilar desde 20 minutos en el Algarve portugués hasta menos de dos horas en Tarifa, con un periodo de recurrencia estimativo en torno a los 300 años.

Las referencias históricas sobre sucesos de esta índole acaecidos en las costas peninsulares son múltiples. A estos se deben añadir aquellos que por su escasa magnitud pasaron desapercibidos y los que se están detectando en los últimos años en base al estudio y correlación de registros sísmicos y mareográficos.

En cualquier caso, es el terremoto de Lisboa de 1755 el episodio más destacable y trascendente por intensidad y nivel de daños originados. Este sismo tuvo su epicentro al SW del cabo de San Vicente, con una profundidad estimada entre 20-30 km. y una magnitud 8.5-9, lo que justifica que se dejara sentir en toda la Península, costa occidental marroquí, e incluso en Países Bajos y Alemania. A consecuencia del mismo se produjo un gran número de víctimas que se incrementaron de forma alarmante tras el tsunami que le siguió. Se barajan cifras entre 20.000 y 50.000 víctimas, de las que al menos 1.000-2.000 se produjeron en las costas de Cádiz y Huelva debido al tsunami, que se caracterizó por presentar distintos frentes (5 en Cádiz), con olas de hasta 20 metros en Cádiz, 11 en Tarifa y 5 en Lisboa, permaneciendo la agitación del mar durante al menos 24 horas.