



VOLUMEN 13
NÚMERO 1 - 2005

Enseñanza de las Ciencias de la Tierra

Monográfico:

Tsunami



EDITOR

David Brusi, U. de Geodinámica, Dep. de Ciències Ambientals, Universitat de Girona.

COORDINADORA DE ESTE NÚMERO
Marta González, Centre de Recerca en Ciències de la Terra (CRECIT) del Institut d'Estudis Andorrans.

CONSEJO DE REDACCIÓN

Joaquín Bach, Dep. Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona.

Xavier Gassiot, I.B. J. Vicens Vives, Girona.
Xavier Juan, I.E.S. Sant Quirze, Sant Quirze del Vallès (Barcelona).

Joaquín M. Nogué, Dep. Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals, Universitat de Barcelona.

Antoni Obrador, Dep. Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona.

SECRETARÍA EDITORIAL

Fina Roldán, Facultat de Ciències, Universitat de Girona.

CONSEJO ASESOR

Pedro Alfaro, Dpto. Ciencias Tierra y Medio Ambiente, Universidad de Alicante.

Francisco Anguita Virella, Dpto. de Petrología y Geodinámica Universidad Complutense, Madrid.

Pedro Cabal de León, Dpto. de Didáctica de las Ciencias, Universidad de Sevilla.

Mauricio Compiani, Universidade Estadual de Campinas, Sao Paulo, Brasil.

Lluís del Carmen, Dpt. de Didàctica de les Ciències, les Lletres, les Arts, i l'Educació Física, Universitat de Girona.

Esther María Cruz Gómez, Universidad de Pinar del Río, Cuba.

Agustín Coello, Aula de Naturaleza «El Piscocho», Alcalá de los Gazules, Cádiz.

Montserrat Domingo, Dept. Geografia, Universitat Autònoma de Barcelona.

Maria Pilar Jiménez Aleixandre, Dpto. de Didáctica das Ciências Experimentais, Universidade de Santiago de Compostela.

Chris King, Department of Education, University of Keele, Keele Staffordshire, Gran Bretaña.

Héctor Luis Lacren, Escuela de Geología y Minería, Universidad Nacional de San Luis, Argentina.

Luis Ferrería Marques, Dpto. de Didácticas e Tecnologia Educativa, Universidade de Aveiro, Aveiro, Portugal.

Giam Maria Pedemonte, Cattedra de Didattica delle Scienze della Terra, Università di Genova, Italia.

José Guadalupe López, Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León, México.

Luis Rebollo Ferrero, Dpto. de Geología, Universidad de Alcalá de Henares.

Leandro Sequeros San Román, Facultad de Teología, Universidad de Granada.

Juan Antonio Vera Torres, Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada.

EDITA

Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra (AEPECT)
Apartado de Correos 13.257
28080 Madrid

RECEPCIÓN DE TRABAJOS

David Brusi
Dep. de Ciències Ambientals
Facultat de Ciències
Universitat de Girona
Avda. de Montilivi, s.n
17071 Girona
E-mail: david.brusi@udg.es

Depósito Legal: M-27329-1992.
Imprenta: Palahó Arts Gràfiques,
Canonge Dorca, 1. 17005 Girona,
Periodicidad: 3 números anuales.
I.S.S.N.: 1132-9157



AEPECT col·labora en la
protecció del Medi Ambient

EDITORIAL

No se ha confundido el cartero. ¡Enseñanza de las Ciencias de la Tierra ha cambiado de aspecto! Tras doce años de evolución en secciones y contenidos un nuevo diseño ha llegado a nuestra portada. Los *hidrofilacios* de Kircher que nos habían acompañado desde el mes de febrero de 1993 han dado paso a una estética más moderna y - creemos - más acorde con los tiempos. La nueva portada quiere ser una invitación a abrir cada número con una ilusión renovada por descubrir su interior.

Nuestros "viejos amigos hidrofilacios" seguirán presentes en la contraportada como señal de identidad de la revista de la AEPECT. La portada, en cambio, adoptará esta nueva estructura y tipografía y se llenará de color con dibujos y fotografías distintas en cada ocasión. El logo se mantiene con escasas variaciones para garantizar cierta continuidad en nuestras colecciones.

Este número, el 13.1, tal y como habíamos anunciado, se ha dedicado íntegramente a los Tsunamis. El terremoto del pasado 26 de diciembre de 2004 con el epicentro cercano a la isla de Sumatra produjo un devastador tsunami que se cobró casi 300.000 víctimas mortales y más de dos millones de damnificados, principalmente en el sur y sureste asiático. Los daños causados directamente por la catástrofe y sus efectos colaterales desencadenaron una crisis humanitaria que propició una gran campaña de solidaridad internacional. Los medios de comunicación abordaron con gran amplitud el fenómeno y sus consecuencias y, evidentemente, de uno u otro modo los profesores de Ciencias de la Tierra hemos acercado el tema a nuestras aulas.

La magnitud de la tragedia nos ha hecho sentir a todos más vulnerables. ¿Fue tan excepcional el fenómeno? ¿Por qué se produce un tsunami? ¿Puede afectar a nuestras costas? El pasado 1 de noviembre se cumplieron 250 años de un trágico terremoto que destruyó la mayor parte de los edificios de Lisboa que fue arrasada por las llamas de un gigantesco incendio. También desencadenó un terrible tsunami que causó una gran devastación en las costas portuguesas, Golfo de Cádiz y norte de Marruecos. En total murieron más de 60.000 personas.

La palabra Tsunami es de origen japonés. Literalmente significa ola de puerto. Se representa con dos caracteres, el superior "tsu", significa "puerto", mientras que el inferior, "nami", quiere decir "ola" o "agitación del agua".

津波

En su misma etimología puede percibirse que la palabra tsunami enfatiza más en el efecto sobre la costa que en el origen de la **oscilación del agua, que puede ser muy diverso: terremotos, erupciones volcánicas, explosiones nucleares, deslizamientos de tierras, impactos meteoríticos...** Este término fue adoptado en 1963 en el transcurso de una conferencia internacional convocada tras el violento tsunami que afectó el litoral de Chile en 1960. Hoy en día se utiliza en todas las lenguas para designar este fenómeno.

El presente monográfico sobre los tsunamis ha sido coordinado por Marta González, del Centre de Recerca en Ciències de la Terra de l'Institut d'Estudis Andorrans. A ella le agradecemos su extraordinaria labor y a todos los autores sus contribuciones.

REGISTRO ESTRATIGRÁFICO DE TSUNAMIS

Stratigraphic Record of Tsunamis

Cristino J. Dabrio y Dolores Polo (*)

RESUMEN

Los tsunamis, grandes olas extraordinarias típicamente asociadas a terremotos, inundan las zonas costeras provocando erosión y modificaciones morfológicas, pero también transporte y depósito de sedimento en las islas barrera, flechas, estuarios y acantilados. Los efectos y depósitos resultantes dependen de varios factores que se revisan en el texto.

Aunque las costas españolas no suelen verse afectadas por grandes tsunamis, existe un largo registro en tiempos históricos. Se presentan varios ejemplos de depósitos tsunamigénicos holocenos (siglos XVIII DC y III AC) y pleistocenos en la Península Ibérica e Islas Canarias.

ABSTRACT

Tsunamis, the large, extraordinary waves typically associated to earthquakes, flood the coastal areas provoking erosion and morphological changes, but also sediment transport and deposition on barrier islands, spit bars, estuaries, and coastal cliffs. The effects and resulting deposits depend on several factors that are reviewed.

The Spanish coasts are not usually struck by large tsunamis, but there exists a long historical record of such events. This paper presents examples of tsunamigenic deposits of Holocene (18th Century AC and 3rd Century BC) and Pleistocene ages in the Iberian Peninsula and Canary Islands.

Palabras clave: Tsunami, depósitos tsunamigénicos, Algarve, Cádiz, Islas Canarias

Keywords: Tsunami, tsunamigenic deposits, Algarve, Cadiz, Canary Islands

INTRODUCCIÓN

El término japonés *tsunami* designa una gran ola que entra en un puerto (tiene, pues, aproximadamente el mismo sentido que maremoto). Un tsunami es un conjunto de olas de gravedad que se desplaza a una velocidad proporcional a la profundidad del medio (h) y a la aceleración de la gravedad (g). Su velocidad viene dada por la expresión $v^2 = h \cdot g$. Por ello, las olas del tsunami pueden alcanzar velocidades del orden de los 770 km/h en mar abierto con una profundidad de 9000 m.

Las olas de gravedad se caracterizan por su gran longitud de onda (hasta 400 km) –enorme si se la compara con la de las olas meteorológicas (menos de 300 m)– y su largo periodo. La energía de la onda permanece prácticamente constante y, por ello, la ola se propaga a gran distancia reflejándose o refractándose en las costas que encuentra a su paso.

En mar abierto, la altura de la ola del tsunami probablemente no superará el metro, pero, al acercarse a la costa, la altura aumentará de modo que, normalmente, sobrepasa el límite normal de las mareas vivas y los grandes temporales, inundando las llanuras costeras (Fig. 1A) y produciendo daños diversos. Esto se debe a que, al disminuir la profundidad (h), se reajustan las variables de la fórmula an-

terior para mantener el flujo de energía. La altura o amplitud de la ola se exagera aún más porque las olas se apilan según van frenando por rozamiento con el fondo al acercarse a la costa (Fig. 1B). Por ejemplo, la ola anterior que viajaba a 770 km/h a 5000 m de profundidad, sólo se moverá a 170 km/h a 200 m de profundidad y a 30 km/h a 20 m.

Como casi todos los tsunamis se deben a desplazamientos de bloques en regiones de tectónica submarina activa, las costas más susceptibles de ser afectadas por ellos son las anejas a los límites de placas, sobre todo los convergentes.

Las costas españolas no suelen verse afectadas por tsunamis, pero hay un largo registro histórico con una veintena de referencias en los últimos 2300 años (Galbis, 1932, 1940, Campos, 1992).

LOS DEPÓSITOS DE TSUNAMI

Cuando el tsunami alcanza la costa, su energía se disipa por rozamiento con el fondo del mar (y de la zona inundada, por encima ya del nivel de equilibrio gravitatorio normal del mar) y por turbulencia. La masa de agua penetra cierta distancia tierra adentro (a veces, varios kilómetros) inundando las zonas bajas. La inundación (en inglés *run-up*) pro-

(*) Departamento de Estratigrafía e Instituto de Geología Económica-CSIC., Universidad Complutense de Madrid, José Antonio Nováis, 2, 28040-Madrid. (dabrio@geo.ucm.es)

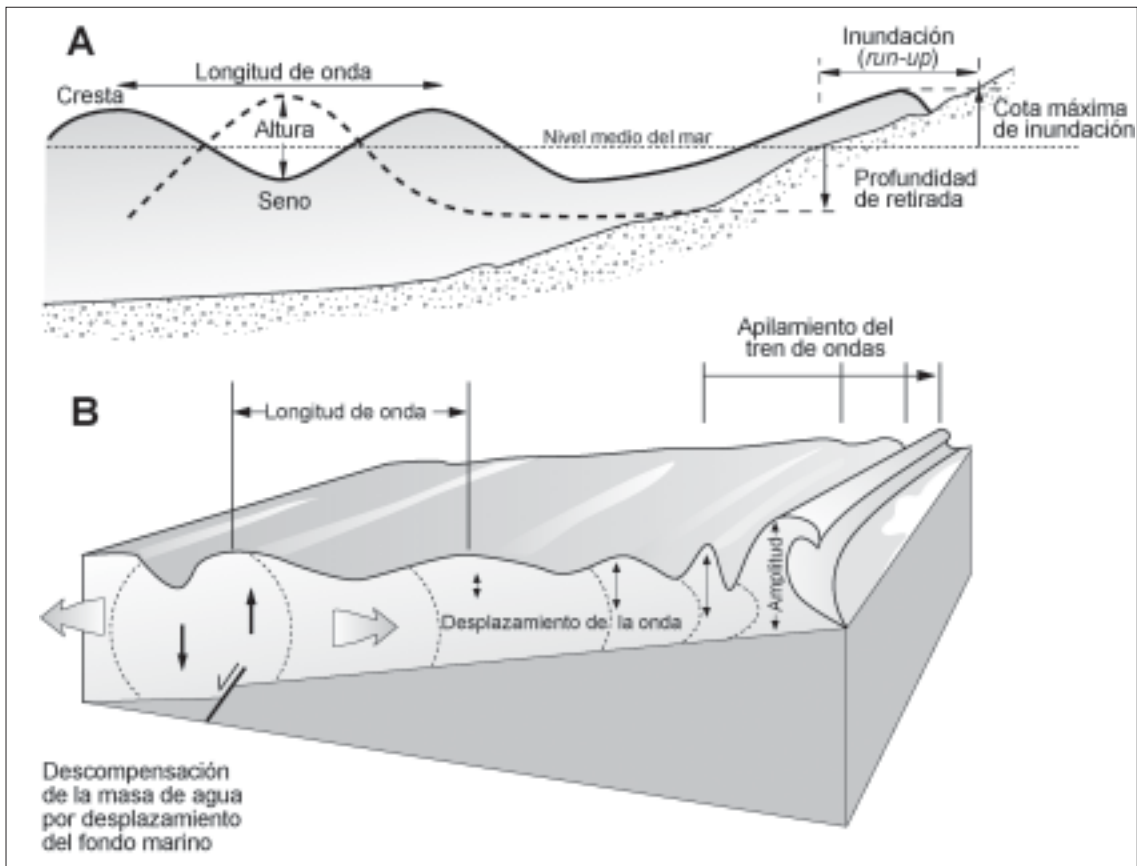


Fig. 1.- (A) Generación y elementos esenciales de un tsunami (modificado de http://www.puc.cl/sw_educ/geo_mar/html/h71.html). (B) Las olas de un tsunami se apilan ("amontonan") al acercarse a la costa (modificado de Luque, 2002).

grasa hasta una cota que es siempre menor que la altura del tsunami (Fig. 1). La altura a la que llega la inundación varía lateralmente de acuerdo con la configuración topográfica de la costa y de la plataforma marina adyacente.

En síntesis, los efectos del tsunami dependen de varios factores:

- * El periodo de la ola: las de periodo corto producen fuertes corrientes, mientras que las de periodo largo producen una inundación lenta con poca corriente. Ello tiene gran repercusión en la redistribución de sedimento.
- * La altura de la ola: cuanto mayor sea, mayor es la energía que transmite. No obstante, debe tenerse en cuenta que muchos tsunamis son menos intensos que algunos temporales y que, además, no todos los tsunamis dejan sedimento, por muy grandes que sean sus olas.
- * La pendiente y la morfología del terreno: delimitan la extensión de las áreas inundadas. En las costas con pendiente elevada se inunda una zona poco extensa pero, si el terreno es llano o de poca pendiente, la penetración puede alcanzar varios kilómetros. En los eventos recientes, la cota alcanzada por la inundación y su extensión máxima se reconoce muy bien por sus efectos en la vegetación (sobre todo la herbácea, cuyos tallos se

curvan y rompen siguiendo la dirección del flujo) y las acumulaciones de restos vegetales removilizados.

- * La forma y pendiente de la plataforma submarina (gradiente batimétrico). Las costas empinadas o con escalones permiten que las olas lleguen casi hasta tierra sin que eleven demasiado. Por el contrario, en las costas en rampa, con pendientes suaves la energía del tsunami se transmite totalmente y se levantan olas de gran altura que producen inundación incrementando su efecto en los sedimentos (y su poder destructivo). También influye la presencia o ausencia de arrecifes coralinos, islas barrera o rompeolas, y el estado de la marea cuando llega el tsunami.
- * En las bahías y estuarios puede amplificarse la altura del tsunami si se produce reflexión por resonancia. En este efecto juega un gran papel la orientación de la costa respecto al foco del terremoto.

Dada la gran longitud de onda del fenómeno, la ola puede avanzar tierra adentro durante un tiempo relativamente largo (hasta diez o quince minutos), muchísimo mayor que el de las olas meteorológicas de temporal. Los datos de observación indican que el paso de la ola hacia tierra (*run-up*) erosiona la costa y removiliza parte de

los materiales arrastrándolos tierra adentro donde, al frenar, los deposita. El retroceso de la ola produce más bien erosión, aunque también contribuye a depositar las partes más altas de las capas de tsunami. Como el tsunami puede comportar varias olas, el fenómeno puede repetirse varias veces, con los consiguientes efectos erosivos y sedimentarios.

La capacidad erosiva del tsunami se acentúa porque el paso de una ola gigantesca produce una oscilación casi instantánea de la presión sobre el fondo. Este fenómeno, frecuentemente olvidado, suele romper el precario equilibrio en que se encuentran los granos y el agua intersticial en los sedimentos no consolidados facilitando la erosión y desencadenando desplomes de taludes submarinos o subaéreos.

Todos estos procesos y sus resultados se parecen mucho a los de los grandes temporales por lo que no es fácil discriminar entre ellos. Se suele afirmar demasiado a la ligera que la distinción es simple porque los efectos del tsunami son más exagerados y “catastróficos” que los de los grandes temporales, pero eso sólo es válido si la energía del oleaje en la costa es relativamente baja, como en el Golfo de Cádiz, y el tsunami lo suficientemente grande, pero ¿qué pensar de las costas gallegas donde el oleaje de temporal puede perfectamente superar las dimensiones de la mayoría de los tsunamis? Evidentemente en estos casos sólo se reconocerán los eventos mayores y, generalmente, preservados en las zonas internas de estuarios y rías o en las alturas de los acantilados.

Los efectos de los tsunamis dependen mucho de la configuración costera.

Acantilados.

El efecto principal es el golpe de las olas contra zonas a las que normalmente no alcanzan. El impacto, semejante a una explosión, puede producir desplomes o acelerarlos. Además, el golpe de mar retira el sedimento de pie de acantilado, dejándolo expuesto al ataque del oleaje meteorológico. Este sedimento es arrastrado hacia el mar donde se acumula intercalándose en los depósitos sublitorales. La gran energía de las olas puede removilizar bloques de varias toneladas que, frecuentemente, aparecen imbricados a media ladera, al pie del escarpe o sobre plataformas de abrasión. También hay acumulaciones de cantos sobre el cantil si las olas lo rebasan.

Islas barrera y flechas litorales.

Sufren grandes erosiones durante temporales y tsunamis y parte del material es arrastrado por encima de ellas y se acumula como abanicos arenosos de sobrepaso (*washover fans*) en la parte de atrás de las barreras, cubriendo parte de las marismas y cegando parcialmente las lagunas costeras (*lagunes*, Fig. 2). Algunos autores usan el término “abanico de derrame” sin caer en la cuenta de que es el mismo que se utiliza para los depósitos de rotura de bordos de meandro. Los abanicos se abren en el extremo hacia tierra de corredores erosionados en los cordones dunares costeros por las olas. Allí, la inundación se expande súbitamente y deposita las arenas conchíferas y cantos que arrastra. En sección, un abanico de sobrepaso está constituido por una o varias unidades de base erosiva y tendencia granulométrica granodecreciente tanto vertical como radialmente a partir del punto de entrada del agua. Las unidades son cuneiformes y no suelen su-

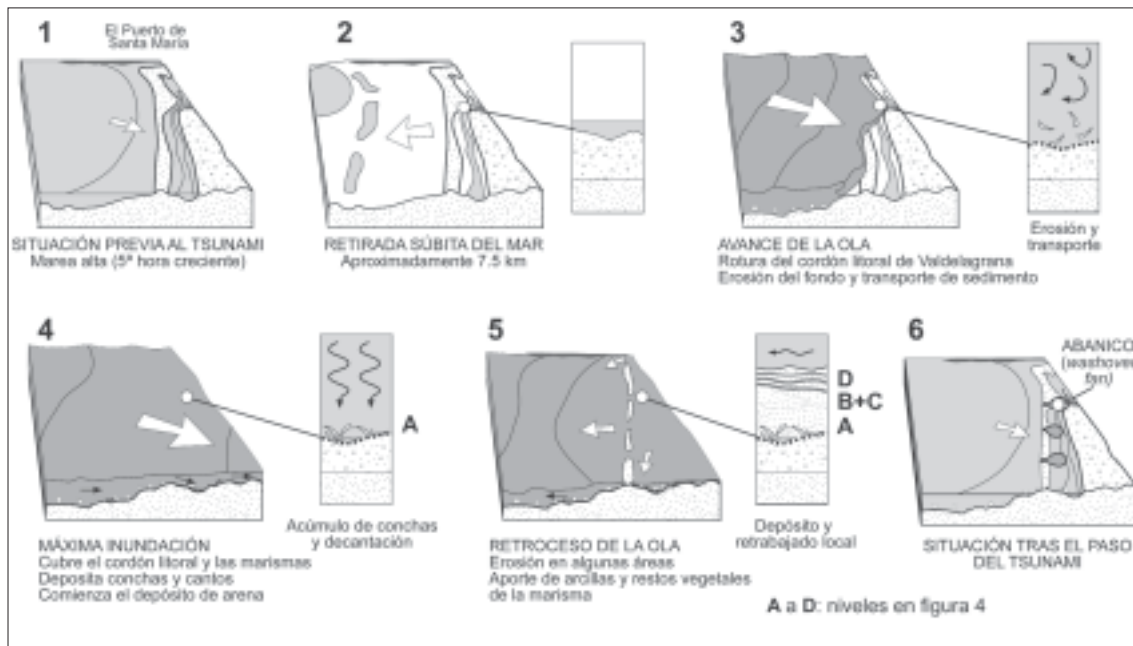


Fig. 2.- Modelo sedimentario del paso de un tsunami sobre una costa arenosa con islas barrera y flechas litorales elaborado a partir de la interpretación del tsunami de 1755 en la flecha de Valdeagrana (modificado y adaptado de Luque, 2002).

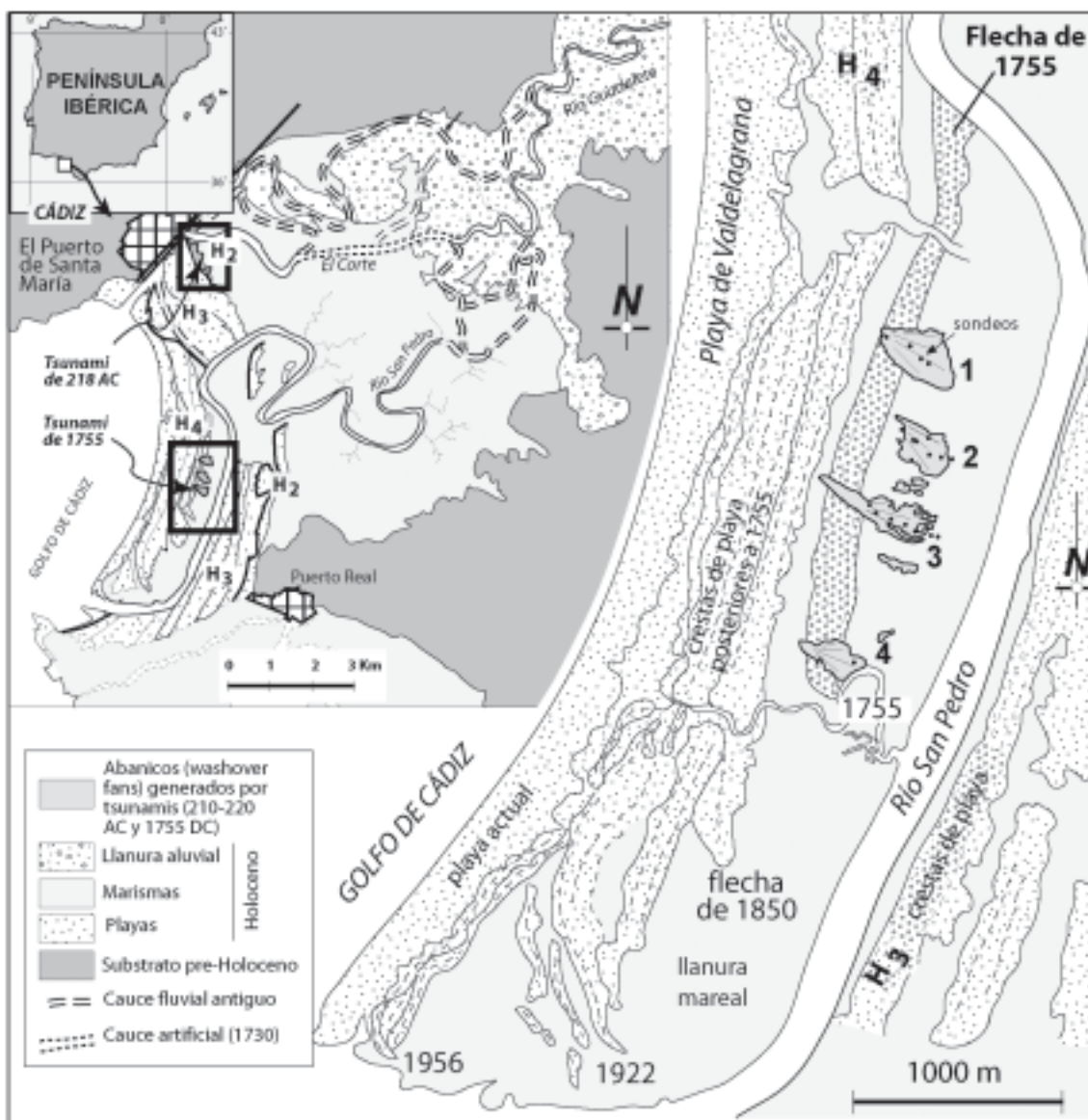


Fig. 3.- Mapas de Valdela Grana y depósitos (abánicos 1 a 4) del tsunami de 1755 (modificada y adaptada a partir de Dabrio et al., 1998, 2000 y Luque et al., 2002). Actualmente, la flecha crece de norte a sur alimentada por el Río Guadalete. Las unidades de flecha H2 a H4 (Zazo et al., 1994) se depositaron entre 4400 y 2700 cal BP (H2), 2400 y 700 cal BP (H3) y 500 cal BP y la actualidad (H4) (Dabrio et al., 2000).

perar los 40-50 cm de espesor máximo. La estructura interna suele ser laminación paralela, estratificación cruzada en las zonas distales debida al frenado de la corriente de entrada, y laminación cruzada de *ripples* de corriente y de oscilación, pues la zona queda inundada cierto tiempo después de su invasión hasta que la isla barrera (o la flecha litoral) recupera su perfil original y se cierra la brecha que abrió el oleaje. Las cuñas arenosas contienen fauna marina de costera a sublitoral, fácilmente distinguible de la fauna restringida de los sedimentos de *lagoon* o marisma sobre los que reposan. Este es el depósito tsunamigénico mejor conocido en el Golfo de Cádiz, como veremos luego.

Durante el retroceso suele haber erosión, incluso de las partes altas de las cuñas arenosas, y socavamiento de la costa.

Estuarios y bahías.

El depósito tsunamigénico típico de estos ambientes es una capa de arena bioclástica o fosilífera que cubre (y al progresar la sedimentación, se intercala entre) los sedimentos de la marisma alta y de las áreas vegetadas que quedan ya por encima del nivel de mareas máximas alrededor del estuario (o ría), y donde no llegan las aguas ni siquiera cuando coinciden mareas vivas y temporales. Muchos de estos depósitos no parecen haber sido depositados durante eventos de alta energía ambiental porque es frecuente que, aunque el nivel de las aguas suba repentinamente, no lo haga de forma “catastrófica” en el sentido vulgar del término. En estos casos el agua cargada de sedimentos se extiende sobre las tierras bajas litorales del estuario, sin erosión apreciable, y, al perder capacidad de transporte, los deposita.

Lo más interesante es que este tipo de depósitos tiene un alto potencial de preservación en el registro fósil, por lo que se ha citado en muchos lugares del mundo.

MÉTODOS DE ESTUDIO

En ambientes actuales y recientes, el primer paso es un estudio geomorfológico a partir de fotografía aérea apoyada por reconocimientos de campo, para delimitar las zonas inundables, los posibles depósitos de abanicos de *washover* en las lagunas costeras, los mantos o niveles de arenas conchíferas o con cantos rocosos intercaladas en los sedimentos finos de estuarios y sus alrededores, y las acumulaciones de bloques orientados e imbricados adyacentes a acantilados, promontorios y rasas erosivas.

Una vez localizados se observan en superficie y se estudia su estructura interna mediante zanjas (si es posible) y testigos de sondeos manuales o de perforadoras portátiles. Si se trata de abanicos, se distribuyen los sondeos radialmente y con un espaciado regular. A partir de estos datos se levanta la sucesión estratigráfica prestando especial atención a la litología, las texturas –sobre todo granulometría y selección–, las estructuras sedimentarias, el contenido fosilífero y el magnetismo ambiental. Cuando se trata de acumulaciones de bloques y cantos, se miden la orientación y las dimensiones respectivas y se analizan estadísticamente; los resultados se presentan de forma gráfica. Si es posible, se muestra para macropaleontología (moluscos, restos vegetales, etc.), micropaleontología (diatomeas, ostrácodos, foraminíferos, polen) y radiocarbono. Para los aspectos metodológicos puede consultarse, por ejemplo, Luque (2002).

REGISTRO ESTRATIGRÁFICO DE TSUNAMIS EN ESPAÑA Y PORTUGAL

Se conocen depósitos atribuidos con mayor o menor precisión al tsunami del terremoto de Lisboa en el Golfo de Cádiz, pero se han citado depósitos tsunamigénicos más antiguos en esta costa y en Canarias.

El tsunami del terremoto de Lisboa es el mejor conocido por lo reciente y la preservación relativamente buena de sus depósitos. El terremoto alcanzó una intensidad de 8.5-9 en la escala de Richter y su epicentro se localizó en el Océano Atlántico al oeste-suroeste de la Península Ibérica. Se produjo a las 9.45 de la mañana del primero de Noviembre de 1755 y las olas alcanzaron la costa del Algarve a los pocos minutos (sobre las 10), la ciudad de Huelva media hora más tarde y la de Cádiz alrededor de las 11 (ciertas discrepancias horarias en los relatos de los testigos son fácilmente explicables por la escasez de relojes y el nerviosismo propio del caso). El primer signo fue la retirada del mar y luego llegaron cuatro o cinco grandes olas con un periodo de 25 a 40 minutos (pueden encontrarse más datos en Campos, 1992 y Luque, 2002).

Depósitos del tsunami del terremoto de Lisboa (1755) en la costa española

Se conocen con certeza en la flecha de Valdellana que crece de norte a sur y, en la actualidad, casi cierra el estuario del Guadalete (Dabrio *et al.*, 1998, 2000, Luque *et al.*, 1999, 2001, 2004, Luque, 2002) y en Conil de la Frontera (Luque, 2002), en Cádiz.

En la parte más interna de la flecha de **Valdellana**, hay cuatro abanicos de unos trescientos de metros de longitud por doscientos de ancho. Es evidente que los abanicos se formaron al romperse los cordones playeros situados hoy día en el interior de la flecha, pero sin afectar los más externos (Fig. 3). Esto indica que la flecha era entonces mucho más corta y estrecha, según se ve en los mapas y cartas náuticas de la época.

Internamente, los abanicos están formados por una, dos o tres unidades arenosas que cubren los materiales areno-arcillosos de la marisma anterior al tsunami. El espesor máximo de los depósitos tsunamigénicos es de 0.5 a 1.2 m, y se acuñan hacia tierra firme (Fig. 4). Tienen base erosiva seguida de una acumulación caótica de espesor centimétrico formada por restos de bivalvos (*Glycymeris*, sp, *Macra* sp, *Cerastoderma* sp). Encima hay arenas con secuencias granoderecientes y *ripples* de oleaje a techo. Luque *et al.* (1999) interpretaron estas tres unidades superpuestas como los depósitos de las tres olas que azotaron el litoral en 1755 (Fig. 2).

Algo al sur de **Conil la Frontera** (Cádiz) hay dos abanicos de 300 a 400 m de longitud, muy degradados actualmente por acción antrópica. Uno de ellos, junto a la Torre de Castilnovo, cubre la desaparecida aldea de Conilete que resultó arrasada en 1755. Los depósitos forman dos cuñas arenosas de medio metro de espesor que contiene fauna marina mal conservada y cuya estructura interna no se ve bien. Yacen sobre arcillas arenosas con rasgos edáficos, fauna terrestre y restos vegetales (Fig. 5).

A partir del estudio geomorfológico y los datos históricos Luque (2002) calculó que la inundación (*run-up*) alcanzó una cota de 8 m, una de las más altas registradas en el sur de España, pero acorde con la altura de la ola medida en Cádiz, Puerto de Santa María y Tarifa. El evento desencadenó algunos cambios en la morfología de las tierras bajas costeras.

En el **Cabo de Trafalgar** aparece una acumulación de grandes bloques imbricados que cubre la ladera meridional de la colina del faro hasta unos 6 m por encima de la plataforma rocosa de abrasión (Alonso *et al.*, 2004). Se distinguen dos campos principales, con 280 y 100 grandes bloques respectivamente, cuyo peso oscila entre 1 y 10 Tm (Whelan y Kelletat, 2003). La atribución al tsunami de 1755 es puramente especulativa, aunque un bloque identificado por Alonso *et al.* (2004) como una rueda de molino romana limita la antigüedad máxima. Los datos topográficos permiten estimar la altura de la ola en 22.5 m (Whelan y Kelletat, 2003).

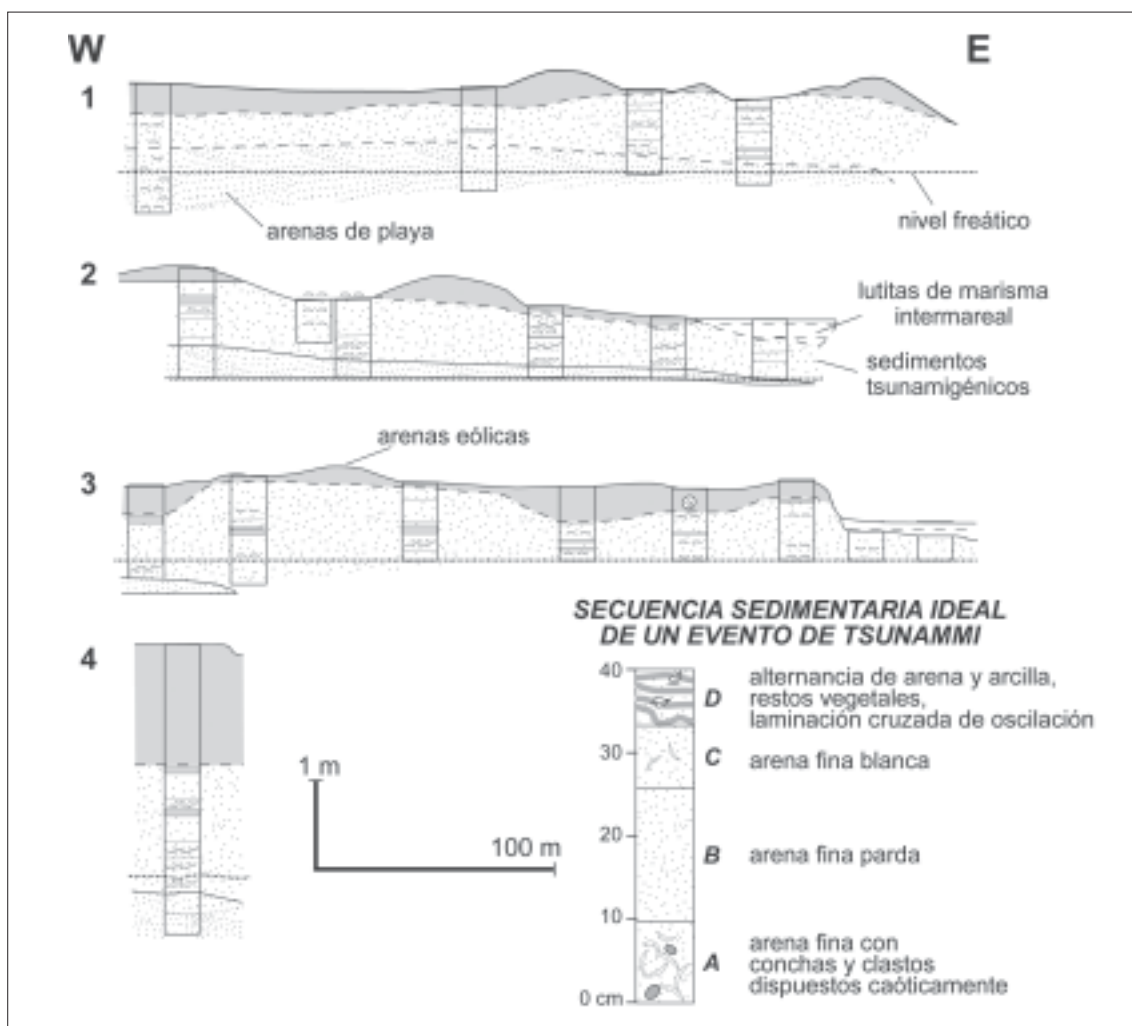


Fig. 4.- Reconstrucción de la morfología de los abanicos 1 a 4 de la figura 3 a partir de los testigos de sondeos y secuencia sedimentaria ideal depositada durante el evento (modificada de Luque *et al.*, 2001).

En la **ensenada de Bolonia**, se ha sugerido un posible origen tsunamigénico para un nivel de arenas bioclásticas situado algo por encima del nivel de la pleamar actual, y datado mediante ^{14}C en 2150-1825 cal BP (Alonso *et al.*, 2003).

En la ensenada de Los Lances, justo al norte de **Tarifa**, se han citado abanicos de arena (*washover fans*) asociados a la rotura de cordones de dunas internos de la isla barrera, como sucede en Valde-la-grana. Aunque no hay aún datos concluyentes, se ha sugerido que pueden corresponder al tsunami de 1755 (Alonso *et al.*, 2004).

Depósitos del tsunami del terremoto de Lisboa (1755) en la costa portuguesa

Se han estudiado en el Algarve, al sur de Portugal: Ría Formosa (Andrade, 1992), Tavira (Andrade *et al.*, 1994, Kortekaas *et al.*, 1996), Boca do Rio (Andrade *et al.*, 1994, 1998, Dawson *et al.*, 1995, Hindson *et al.*, 1996, Hindson y Andrade, 1999) y Marinhál (Andrade *et al.*, 1997, Kortekaas *et al.*, 1998). Este resumen se basa en los datos de estos autores.

El ejemplo más espectacular es el de la Ría (*lagoon*) Formosa, que fue invadida por varios abanicos de sedimento, cuya morfología se reconoce aún en fotografía aérea, tras los cordones dunares rotos de la isla barrera. La acumulación de las cuñas dejadas por los abanicos modificó radicalmente la distribución de los canales mareales de las marismas (Fig. 6).

Los otros tres casos se han estudiado a partir de catas y sondeos. Se reconoce la forma de cuña de la unidad tsunamigénica, su tendencia granodecreciente a partir de una superficie erosiva sobre la que se acumulan bloques (algunos de varias toneladas), cantos y restos de bivalvos marinos. En Marinhál, la rotura de la barrera persistió y continuó la inundación marina y la colonización por comunidades faunísticas marinas durante cierto tiempo. En Tavira se encuentra un nivel arenoso de base erosiva intercalado entre facies de marisma, que pasa lateralmente a arcillas ricas en restos vegetales.

Los datos obtenidos en el Algarve no permiten reconocer cuantas olas azotaron la costa, pero sí estimar su altura (entre 9 y 13 m).

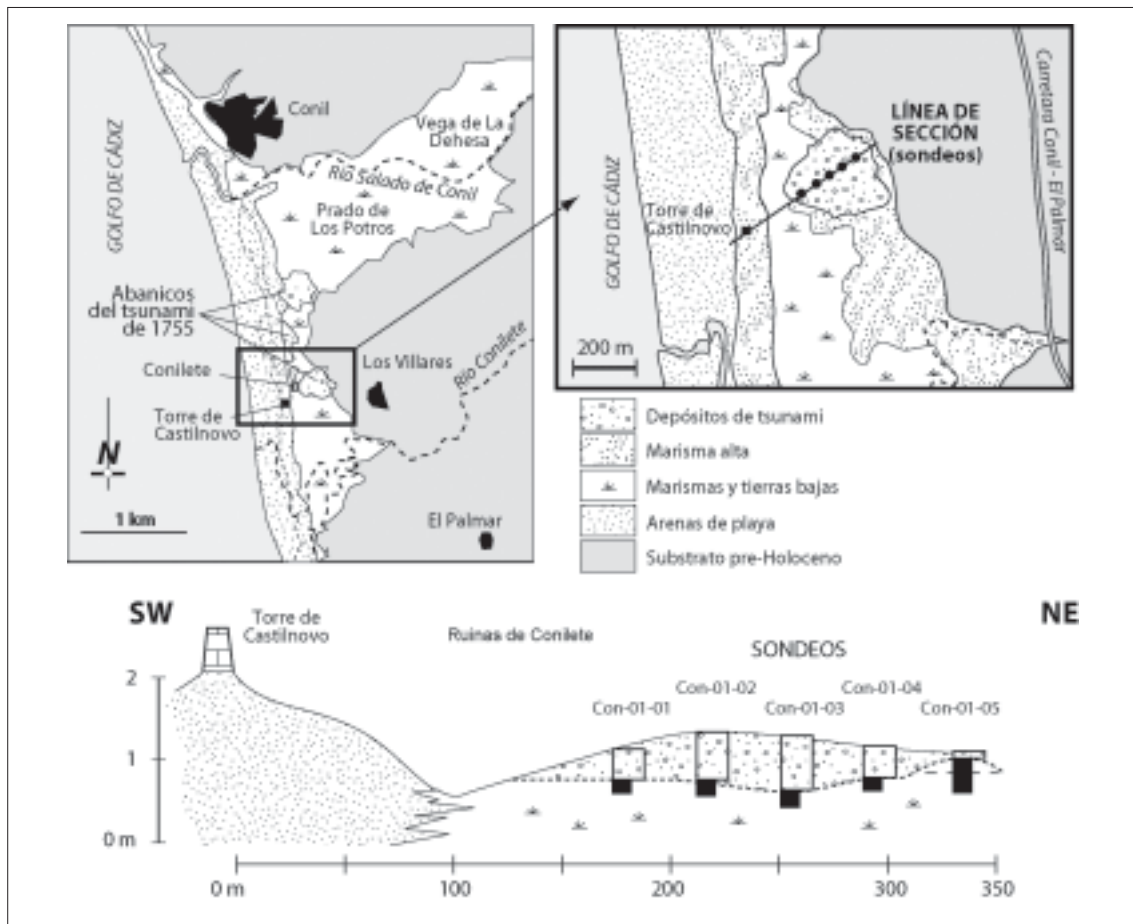


Fig. 5.- Abanicos del tsunami de 1755 en Conil de la Frontera (Cádiz) y sección longitudinal reconstruida a partir de testigos de sondeos (modificada de Luque, 2002).

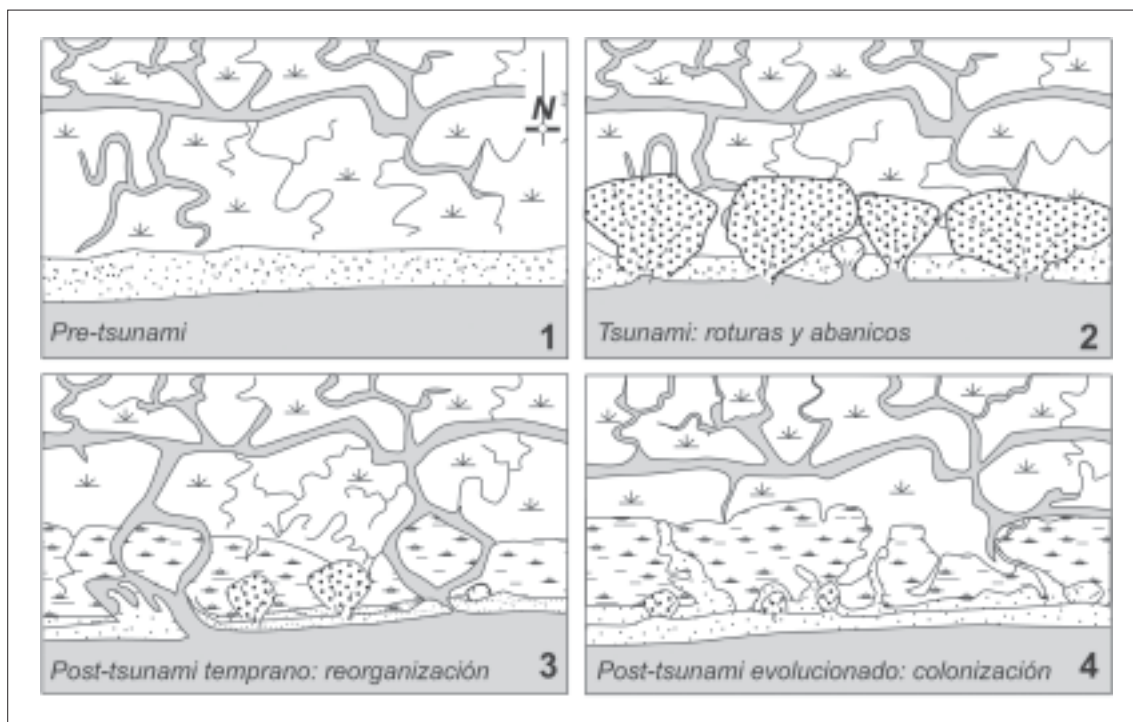


Fig. 6.- Evolución morfosedimentaria de la Ría Formosa a consecuencia del tsunami de 1755 (modificada y adaptada de Andrade, 1992).

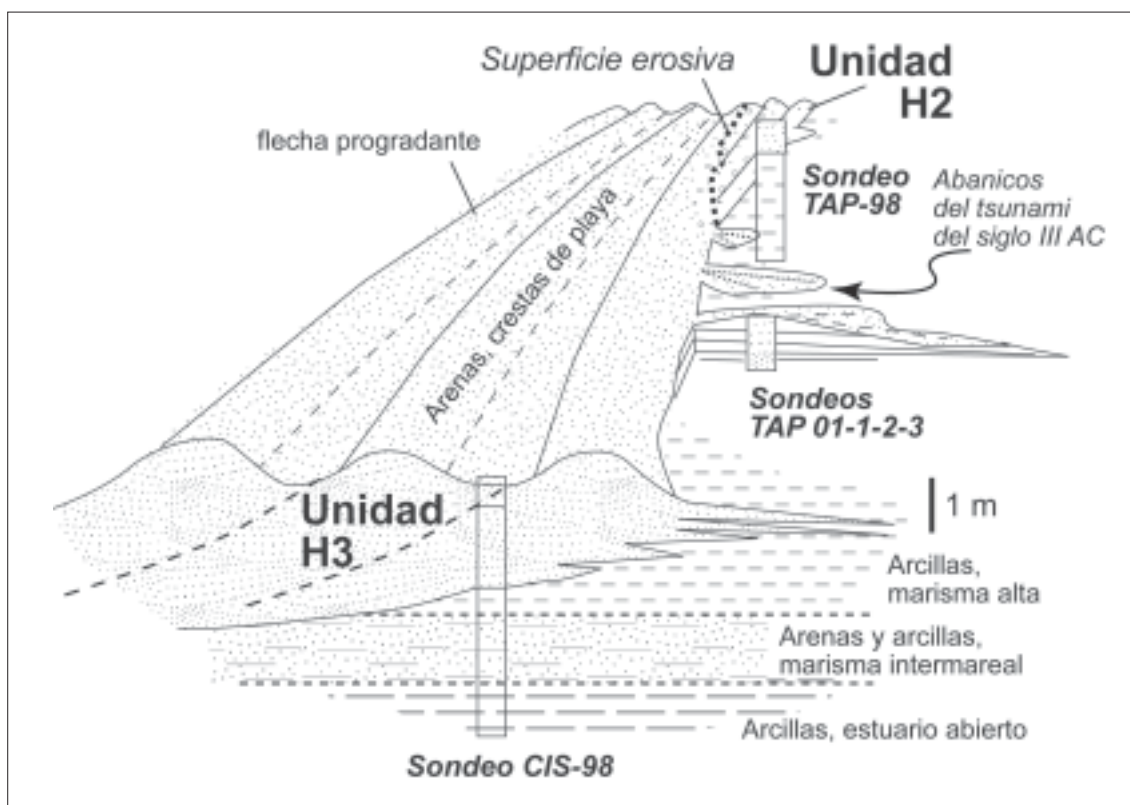


Fig. 7.- Esquema tridimensional de los abanicos arenosos de la parte interna de la flecha de Valdelagrana y que se interpretan como el resultado de un tsunami en tiempos romanos (modificada de Luque *et al.*, 2002).

El registro de un tsunami en tiempos romanos, hacia 210-220 AC.

En las zonas más internas de la flecha de Valdelagrana aparecen varios abanicos de *washover* muy degradados, que van a parar a las actuales salinas de La Tapa (Luque, 2002, Luque *et al.*, 2002). Los abanicos se conectan con las primeras fases preservadas de crecimiento de la antigua flecha. Los datos geomorfológicos, la datación por radiocarbono (ca. 2300 cal BP) y los datos arqueológicos (sobre los restos de la antigua flecha hay un asentamiento de la Edad del Bronce y restos de una calzada romana, Borja *et al.*, 1999, Dabrio *et al.*, 2000) confirman que el depósito se produjo en tiempos romanos. Las crónicas de la época recogen varios eventos sísmicos que sacudieron el suroeste de Iberia entre 218 y 210 AC y en 60 AC y citan los tsunamis asociados.

Los datos de sondeo permiten reconstruir la morfología de la cuña sedimentaria de arena gruesa, que reposa sobre facies arcillo-arenosas con fauna restringida, propia de ambientes de marisma (Fig. 7).

Un acontecimiento semejante, posiblemente el mismo según las dataciones de ^{14}C se ha invocado en las marismas de Doñana, en el estuario del Guadalquivir, para interpretar unos niveles de grano grueso con fauna marina intercalados en las arcillas de ambientes restringidos a una profundidad de 7 m en testigos de sondeos mecánicos (Lario *et al.*, 2000).

Depósitos tsunamigénicos en el valle de Agaete (Gran Canaria)

Pérez-Torrado *et al.*, (2002) describen unos depósitos, inicialmente interpretados como fluviomarinos, situados entre 50 y 110 m sobre el nivel medio del mar actual. Alcanzan un espesor de 5 m y consisten en cantos angulosos, heterométricos y poco seleccionados, de rocas volcánicas con fósiles marinos removidos y rotos. Suelen organizarse en dos secuencias granodecrecientes con clastos imbricados en sentidos opuestos, lo que se interpreta como el resultado del flujo y reflujo de las grandes olas que lo depositaron a esa altura. Se desconoce la edad precisa del depósito pero, por criterios regionales, se atribuye al Pleistoceno y se liga a uno de los nueve grandes deslizamientos submarinos de esa edad reconocidos en Canarias, presumiblemente el del Valle de Guímar, al sur de la Isla de Tenerife.

CONCLUSIONES

Los depósitos de tsunami se pueden estudiar como cualquier otro pero, para ello, hay que distinguirlos inequívocamente de los depósitos de grandes temporales o de trasgresiones. Además, hay que datarlos con precisión porque parte del material que se acumula en ellos proviene de la erosión de otros más antiguos que afloraban en la costa, lo cual falsearía los resultados. Estos depósitos se ligan a acontecimientos extraordinarios, que muchos autores evitan llamar catastróficos porque, en la larga

historia de la Tierra, hasta lo más increíble o insólito acaba por suceder antes o después. Estos grandes eventos tienen una periodicidad mucho mayor que los “normales” o “cotidianos” y, como no se producen en varias generaciones, acaban por parecer sencillamente imposibles o fantásticos. El caso de Sumatra, a finales de 2004, ilustra dramáticamente este razonamiento y nos devuelve a nuestro lugar en la Naturaleza.

Los depósitos tsunamigénicos deben ser frecuentes en los ambientes costeros pero, aunque nuestras costas han sufrido repetidos maremotos, sólo se conoce el registro sedimentario de unos pocos en el Golfo de Cádiz, en El Algarve y en Canarias.

AGRADECIMIENTOS

Financiado por el Proyecto BTE2002-01065 con apoyo del BTE2004-01866. Es una contribución a los Proyectos IGCP 495 (*Quaternary Land-Ocean Interactions: Driving Mechanisms and Coastal Responses*) e INQUA Coastal and Marine Processes.

BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, C., Gracia, F. J., Menanteau, L., Ojeda, R., Benavente, J., Martínez, J. A. (2003). Paleogeographie de l'anse de Bolonia (Tarifa, Espagne) a l'époque romaine. *En: E. Fouchade (Edit.) The Mediterranean World. Environment and History*. Elsevier. 404–407.
- Alonso, C., Gracia, F. J., Del Río, L., Anfuso, G., Benavente, J., Martínez, J. A. (2004). Registro morfosedimentario de eventos históricos de alta energía en el litoral atlántico del Estrecho de Gibraltar (Trafalgar-Tarifa). *En: G. Benito y A. Díez Herrero (Edit.), Contribuciones Recientes sobre Geomorfología. VIII Reunión Nacional de Geomorfología*. Vol. I, 263–271.
- Andrade, C. (1992). Tsunami generated forms in the Algarve barrier islands (South Portugal). *Science of Tsunami Hazards*. 10, 21–34.
- Andrade, C., Andrade, A.M., Kartekaas, S., Dawson, A. (1997). Sedimentological traces of tsunamigenic overwash of the Martinhal lowland (western Algarve, Portugal). *Actas del Simposium Littoral 97* (Faro, Portugal). 11–174
- Andrade, C., Hindson, R., Freitas, Dawson, A. (1994). Sedimentary evidence of tsunami flooding in Algarve coastal lowlands. *Actas del Simposium Littoral 94 (Lisboa, Portugal)*. 1035–1038.
- Borja, F., Zazo, C., Dabrio, C.J., Díaz Del Olmo, F., Goy, J.L., Lario, J. (1999). Holocene aeolian phases and human settlements along the Atlantic coast of Southern Spain. *Holocene*. 9.3, 333–339.
- Campos, M.L. (1992). El riesgo de tsunamis en España. Análisis y valoración geográfica. *Instituto Geográfico Nacional Madrid, Monografías 9*, 204 págs.
- Dabrio, C.J., Goy, J.L., Zazo, C. (1998). The record of the tsunami produced by the 1755 Lisbon Earthquake in Valdelagrana spit (Gulf of Cadiz, Southern Spain). *Geocaceta*. 23, 31–34.
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., González, J.A., Flores, J.A. (2000). Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cádiz, southern Spain). *Marine Geology*. 162, 381–404.
- Dawson, A., Hindson, R., Andrade, C., Freitas, C., Parish, R., Baeteman, M. (1995). Tsunami sedimentation associated with the Lisbon Earthquake of 1 November AD 1755: Boca do Rio, Algarve, Portugal. *The Holocene*. 5, 209–215.
- Galbis, R.J. (1932). *Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 58 E y 208W de Greenwich y los paralelos 458 y 258N*. Dirección General del Instituto Geográfico, Catastral y de Estadística, Madrid.
- Galbis, R.J. (1940). *Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 58 E y 208W de Greenwich y los paralelos 458 y 258N*. Instituto Geográfico y Catastral, Madrid. 277 págs.
- Hindson, R., Andrade, C. (1999) Sedimentation and hydrodynamic processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon Earthquake. *Quaternary International*. 56, 28–38.
- Hindson, R., Dawson, A. (1996). Sedimentary processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon Earthquake on the Algarve Coast, Portugal. *Physics and Chemistry of the Earth*. 21, 57–63.
- Lario, J., Zazo, C., Plater, A.J., Goy, J.L., Dabrio, C., Borja, F., Sierro, F.J., Luque, L. (2000). Particle size and magnetic properties of Holocene estuarine deposits from the Doñana National Park (SW Iberia): evidence of gradual and abrupt coastal sedimentation. *Z. Geomorphol. N.F.* 45-1, 33–54.
- Luque, L. (2002). *Cambios en los paleoambientes costeros del sur de la Península Ibérica (España) durante el Holoceno*. Tesis Doctoral Universidad Complutense de Madrid. 390 págs.
- Luque, L., Zazo, C., Goy, J. L., Dabrio, C.J., Civis, J., Lario, J., Gómez-Ponce, C. (1999). Los depósitos del tsunami de Lisboa de 1755. Su registro en la Bahía de Cádiz: Flecha de Valdelagrana (España). *En: Pallí, L. y Roque, C. (Edit.), Avances en el estudio del Cuaternario español*. 63–66.
- Luque, L., Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Silva, P.G. (2001). Tsunami deposits as paleoseismic indicators: examples from the Spanish coasts. *Acta Geológica Hispanica*. 36, 197–211.
- Luque, L., Lario, J., Civis, J., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J. (2002) Sedimentary record of a tsunami during Roman times, Bay of Cadiz, Spain. *Journal of Quaternary Science*. 17 (5-6), 623–631.
- Luque, L., Zazo, C., Lario, J., Goy, J.L., Civis, J., González-Hernández, F.M., Silva, P.G., Dabrio, C.J. (2004). El efecto del tsunami del año 1755 en el litoral de Conil de la Frontera (Cádiz). *Zona Arqueológica*. 4, 73–82.
- Pérez-Torrado, F.J., Paris, R., Cabrera, M.C., Carracedo, J.C., Schneider, J.L., Wassmer, P., Guillou, H., Gimeno, D. (2002). Depósitos de tsunamis en el valle de Agaete, Gran Canaria (Islas Canarias). *Geocaceta*. 32, 75–78.
- Whelan, F. Kelletat, D. (2003). Analysis of tsunami deposits at Cabo de Trafalgar, Spain, using GIS GPS technology. *Essener Geographische Arbeiten*. 35, 11–25.
- Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, C.J., Belluomini, G., Improta, J., Lario, J., Bardají, T., Silva, P.G., 1994. Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic–Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research*. 10, 933–945. ■



Enseñanza de las Ciencias de la Tierra

VOLUMEN 13 - NÚMERO 1 - 2005

ÍNDICE

Editorial	1
Tema del día	
– El Tsunami de Sumatra del 26 de Diciembre de 2004, <i>M. González y S. Figueras</i>	2
Fundamentos conceptuales y didácticos	
– Terremotos y Tsunamis: cómo se generan estos procesos naturales, <i>J. M. Martínez-Solares, C. del Fresno, T. Godeal, B. Gaite, F. Sánchez y E. Buforn</i>	15
– ¿Qué nos cuentan las ondas sísmicas?, <i>J. Sellés-Martínez</i>	20
– Registro estratigráfico de Tsunamis, <i>C. J. Dabrio y D. Polo</i>	37
– Redes de vigilancia sísmica y vigilancia de Tsunamis, <i>S. Figueras</i>	46
Tsunamis en el contexto de la Península Ibérica y del Mediterráneo	
– Los Tsunamis en el contexto de la Península Ibérica, <i>J. M. Martínez-Solares</i>	52
– La peligrosidad de Tsunamis en las costas españolas. Simulaciones, <i>E. Carreño</i>	60
Experiencias e ideas para el aula	
– Recursos audiovisuales sobre Tsunamis en Internet, <i>M. González-Herrero, J. A. López-Marin, P. Alfaro y J. M. Andreu</i>	65
– Conocer los Tsunamis: un seguro de vida, <i>D. Brusí, M. González y S. Figueras</i>	73
Informaciones	
– Noticias	85
– Reseñas de libros.....	94
– Internet y multimedia	95
– Cursos, Congresos, Simposios.....	98
– Información de la AEPECT.....	106
– Ficha de inscripción a la AEPECT	109
– Normas para los autores	110
– Tarifa de precios de las publicaciones de la AEPECT.....	111