



MORFOMETRÍA Y DINÁMICA DE BLOQUES ASOCIADOS A TSUNAMI EN UNA RAMPA LITORAL DEL NORTE DE MENORCA (ILLES BALEARS)

Morphometry and dynamics of blocks associated with tsunamis in a coastal ramp of the North of Menorca (Balearic Islands)

Francesc Xavier Roig-Munar¹, José Ángel Martín-Prieto¹, Antonio Rodríguez-Perea², Bernadí Gelabert Ferrer² y Joan Manel Vilaplana Fernández³

¹ QU4TRE, consultoria ambiental. C/ Carritxaret 18-6, es Migjorn Gran, Menorca, Illes Balears, 07749, xiscoroig@gmail.com

² Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universitat de les Illes Balears, Carretera de Valldemossa, km 7,5, 07122, Palma de Mallorca, Illes Balears, arpera2@gmail.com

³ Grup RISKMAT; Dpt. de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n 08028 Barcelona, nue.vilaplana@ub.edu

Abstract: *The present work focuses on the morphometric study of 128 large blocks located in the rocky coast of the North of Menorca, as well as the monitoring and analysis of 28 blocks related to three high intensity maritime storms that took place between December 2014 and November 2016. The results show that the storm swell in this sector of the island is not powerful enough to create block fields and imbricate ridges located at higher levels, so that these deposits should be attributed to tsunamis flows.*

Key-words: *Minorca Island, rocky coastlines, storm and tsunami boulders.*

Resumen: *Se presenta el estudio morfológico de 128 bloques de grandes dimensiones ubicados en la costa rocosa del Norte de Menorca y el monitoreo y análisis de 28 bloques relacionados con tres temporales marítimos de gran intensidad que acontecieron entre los meses de diciembre de 2014 y noviembre de 2016. Los resultados obtenidos demuestran que el oleaje en este sector de la isla no es suficientemente potente para crear los campos de bloques y los cordones imbricados situados a cotas altas y que deben atribuirse a flujos de tsunamis.*

Palabras clave: *Menorca, costa rocosa, bloques de tormenta y tsunamis.*

Roig-Munar, F.X., Martín-Prieto, J.A., Rodríguez-Perea, A., Gelabert Ferrer, B. y Vilaplana Fernández, J.M. (2017): Morfometría y dinámica de bloques asociados a tsunamis en una rampa litoral del Norte de Menorca (Illes Balears). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 30(1): 97-111.

Existe la evidencia creciente de que las costas rocosas son sensibles a eventos de alta energía (Ciavola *et al.*, 2011). En estas costas, las acumulaciones de bloques representan un tipo de sedimento de características distintivas por su transporte asociado a temporales de gran energía (Morton *et al.*, 2006; Suañez *et al.*, 2009), tormentas tropicales como huracanes, tifones o ciclones (Scheffers y Scheffers, 2006; Etienne y París, 2010), y/o a tsunamis (Pignatelli *et al.*, 2010; Engel y May, 2012; Biolchi *et al.*, 2015; Roig-Munar *et al.*, 2015). Muchos

depósitos de bloques ubicados sobre costas rocosas pueden tener un origen poligénico asociado a temporales y/o tsunamis (Scheffers y Scheffers, 2006; Goto *et al.*, 2009; Hall, 2011; Stephenson y Naylor, 2011). La identificación de los bloques transportados por tsunami y/o por tormentas es importante para el reconocimiento de la ocurrencia de eventos producidos en el pasado, así como para estimar sus propiedades hidráulicas (Nott, 2003). La distinción entre ambos se basa en un conjunto de criterios sedimentológicos, morfológicos, cronológicos, estati-

gráficos y de organización que cabe analizar detalladamente en cada área estudiada (Browne, 2011; Scheffers y Kinis, 2014; Roig-Munar, 2016).

El debate sobre el transporte de bloques para discernir su origen entre tsunami *versus* temporales obliga a considerar con más detalle el papel de las tormentas sobre las costas rocosas (Switzer y Burston, 2010). La importancia de la actividad del oleaje en plataformas marinas y en acantilados ha sido estudiada por Pérez-Alberti y Trenhaile (2015), Erdmann *et al.* (2015) y Naylor *et al.* (2016) en las costas atlánticas. En las costas del Mediterráneo oriental se han realizado abundantes estudios sobre bloques de grandes dimensiones (Scheffers y Scheffers 2007; Barbano *et al.*, 2010; Mastronuzzi y Pignatelli, 2012; Biolchi *et al.*, 2015). En las costas del Mediterráneo occidental y en las islas Baleares fueron reconocidos bloques de tsunami por Scheffers y Kelleat (2003) y posteriormente por Roig-Munar *et al.* (2015, 2016a), asociándolos a diferentes fuentes tsunamíticas que afectaron las islas Baleares (Roger y Hébert, 2008; Álvarez-Gómez *et al.*, 2010, 2011). Las conclusiones de estos estudios varían en la atribución de los agentes que dieron lugar al arranque y deposición de los bloques condicionados por la distancia de estos en relación a la línea de costa y su altura s.n.m. Goto *et al.* (2011) indicaron que la medida de los bloques y el análisis de su distribución espacial pueden ser utilizados para estimar las velocidades de los flujos de olas generadas por tormentas o tsunamis. Según Browne (2011) los depósitos de bloques imbricados y alineados a lo largo de la costa son claros indicadores de transportes asociados a tsunamis. En la última década se han desarrollado ecuaciones que permiten estimar las alturas de ola necesarias sobre un bloque, bajo tres supuestos: bloques submergidos, bloques subaéreos, y bloques arrancados, delimitados por juntas y fracturas (Nott, 2003; Barbano *et al.*, 2010, Pignatelli *et al.*, 2010; Engel y May, 2012).

Los temporales en las islas Baleares depositan bloques de pequeño tamaño sobre acantilados, con una distribución desorganizada sin un patrón común, mientras

que los tsunamis dejan como resultado una estructura bien definida de cordones de bloques imbricados, siguiendo los modelos de Scheffers y Kinis (2014) y analizados por Roig-Munar *et al.* (2015) y Roig-Munar (2016). En la Figura 1A se aprecia una distribución desorganizada de bloques de pequeño tamaño sobre un acantilado de 6 m s.n.m. en la costa rocosa de Ciutadella, Menorca. En la Figura 1B se aprecia una organización de bloques sobre acantilados de 5,5 m s.n.m. en la costa rocosa de Sant Esteve, Menorca, atribuibles a tsunamis y con características de alineación e imbricación que no se pueden atribuir a oleajes de temporales (Roig-Munar *et al.*, 2015).

Objetivos y área de estudio

El trabajo se centra en el análisis de bloques de grandes dimensiones situados en la costa rocosa de Tirant, situada en la costa Norte de Menorca, en la región de Tramuntana (Fig. 2) y parte de la hipótesis de que estos, corresponden a eventos de tsunamis y que posteriormente han sido retrabajados por oleajes de gran intensidad. Estos procesos de retrabajamiento están condicionados por las distancias y alturas a que se encuentran los bloques en relación a la línea de costa. En concreto, el objetivo de este trabajo es la caracterización morfométrica de los bloques así como el monitoreo de los efectos de varios temporales de gran intensidad sobre los bloques de las cotas más bajas, y la relación de estos con su morfometría y ubicación.

Características geológicas y geomorfológicas

El área de estudio, Tirant, se caracteriza por terrenos paleozoicos y mesozoicos afectados por una red de fracturas de dirección general NW-SE y con un relieve complejo que se traduce en una costa muy articulada. El sector analizado es un tramo de costa rectilínea orientada de E a W, de poco más de 1 km de longitud constituido por eolianitas pleistocenas que se disponen sobre un basamento paleozoico. Sobre esta plataforma desembocan

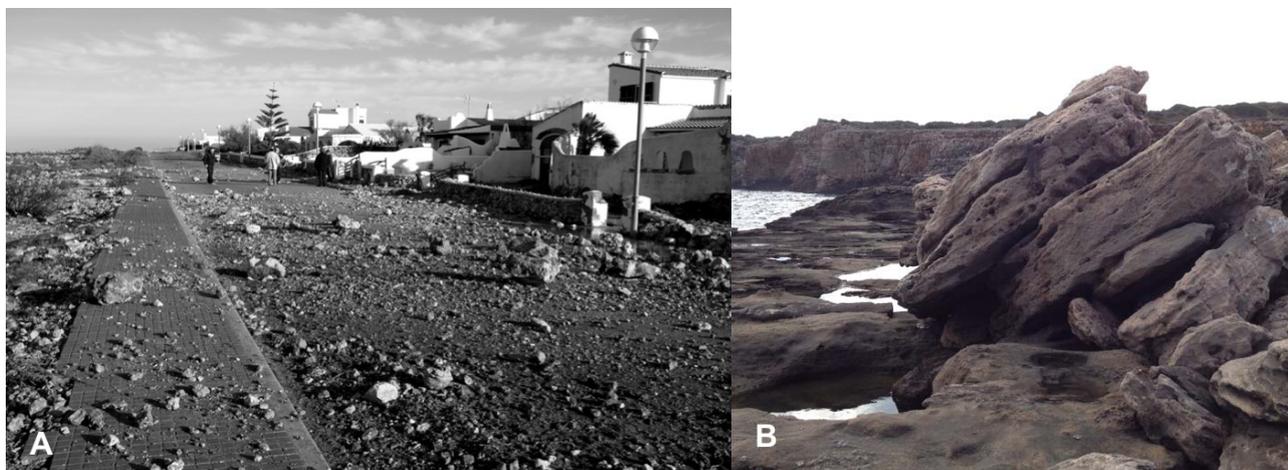


Fig. 1.-A. Distribución desorganizada de bloques inferiores a 1 m sobre un acantilado de 6 m s.n.m., resultado de una tormenta en 2001 en la costa rocosa de Ciutadella. B. Distribución de bloques de grandes dimensiones (>1 m) sobre acantilados de 5,5 m de altura s.n.m. en la costa Sureste de Menorca, atribuidos a tsunamis acaecidos en 1720.

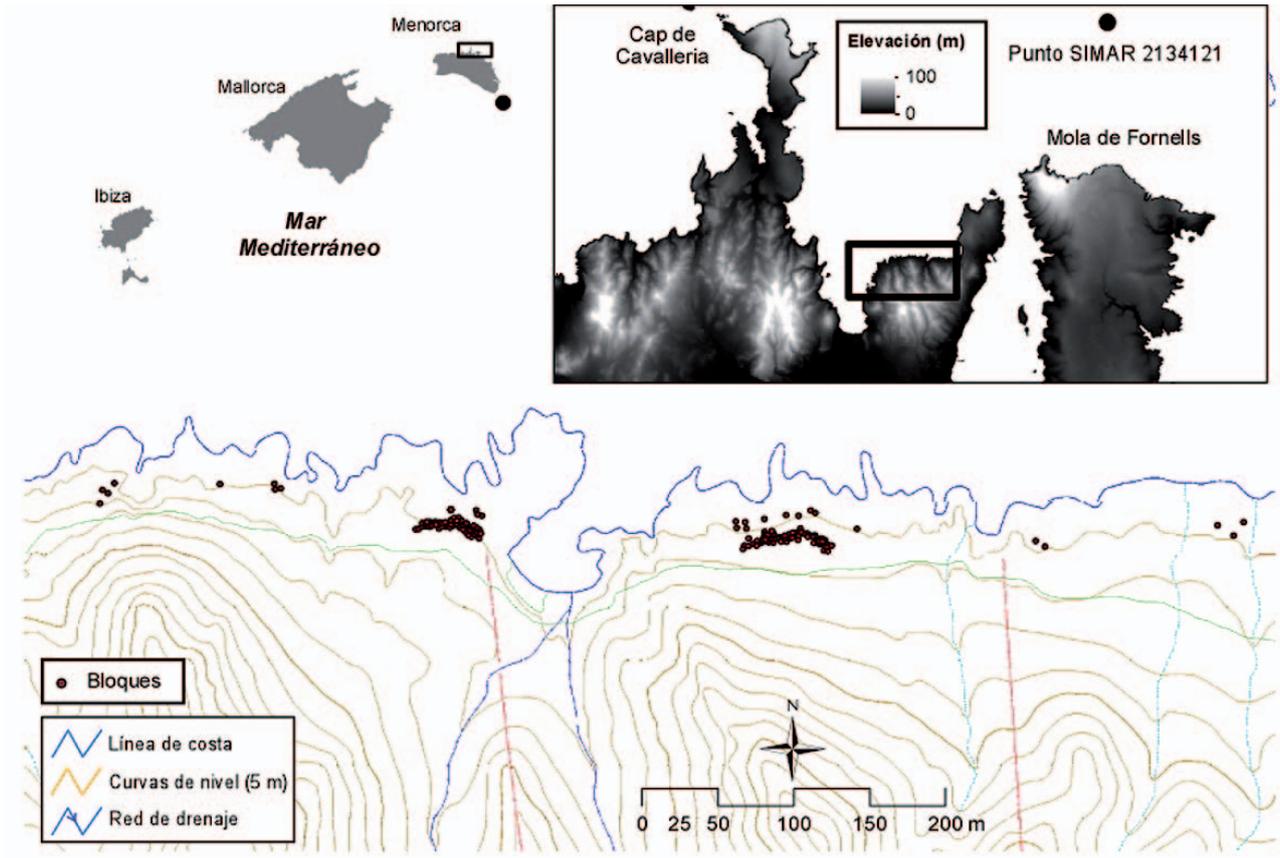


Fig. 2.- Localización del área de estudio de Tirant, situada en el N de Menorca.

hasta nueve pequeñas cuencas de drenaje con un rango de superficies que oscilan desde 1 hasta 14 Ha.

Los depósitos pleistocenos se caracterizan por representar una sucesión de ambientes sedimentarios marinos, eólicos y fluvio-torrenciales, ampliamente estudiados en el mediterráneo occidental (Pavelic *et al.*, 2011; Pomar *et al.*, 2013). Estos depósitos constituyen la totalidad de la zona analizada, conformando en su cornisa litoral pequeños acantilados de hasta 6 m s.n.m. y plataformas rocosas de amplitud variable. El conjunto puede considerarse una rampa litoral (Fig. 3), donde existe un elevado grado de fracturación, presentando estratos con diaclasas a modo de retícula, que favorece la erosión en grandes bloques.

Sobre estos acantilados y plataformas se encuentran bloques imbricados que forman agrupaciones y/o cordones a diferentes alturas y distancias de la línea de costa, hasta 45 m tierra adentro (Fig. 3). En la zona más cercana a ésta, entre 0 a 2 m s.n.m., se encuentran una primera agrupación de bloques imbricados (Agrupación 1; número de bloques N=28), apoyados sobre pequeños escarpes, cuyas potencias se corresponden con los estratos desnudos (Fig. 4A). Estos bloques son de tamaño métrico y presentan morfologías subangulosas (Fig. 4A) y marcas de arranque de orden centimétrico (Fig. 4B). En las cotas superiores, entre 3,5 y 7,5 m, se encuentran una segunda agrupación de bloques y cordones de bloques angulosos imbricados (Agrupación 2; número de bloques N=100) (Fig. 4C y D).

Clima marítimo

La cuenca mediterránea se caracteriza por una costa muy recortada con pequeñas subcuencas bien definidas, donde la energía del oleaje está condicionada por la velocidad del viento y por un *fetch* limitado (Lionello *et al.*, 2005), y donde se han identificado fenómenos de ciclones casi tropicales denominados *medicanes* (Fita *et al.*, 2007). En el Mediterráneo occidental, los oleajes más intensos proceden del NE (Sotillo *et al.*, 2005), aunque los temporales del NW también generan fuertes oleajes entre Baleares, Corcega y Cerdeña (Bertotti y Cavaleri, 2008). La línea de costa de la zona de estudio se orienta de E a W, y está afectada por el oleaje procedente del N. El *fetch* se extiende a 200 km hacia el NW, y está abierta al N a 380 km y de 625 km hacia el NE. Cañelles (2010) realizó una estimación de la variabilidad espacial de la recurrencia de 50 años para la

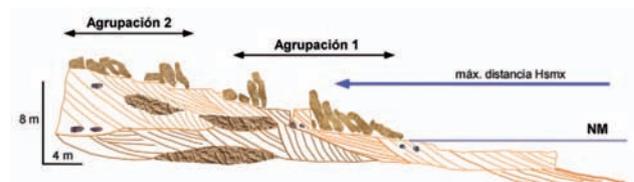


Fig. 3.- Perfil tipo del área de Tirant y distribución de bloques analizados (Agrupación 1: N=28 bloques de primera línea, y Agrupación 2: N=100 bloques de segunda línea). Se puede observar la distancia máxima hacia tierra alcanzada durante de los temporales analizados (Hmx).



Fig. 4.- Distribución de bloques en función de su distancia y altura en relación a la línea de costa, siguiendo el perfil tipo de la Figura 3. A. Bloques de tamaño métrico de la Agrupación 1. B. Marcas de arranque de orden centimétrico en zonas cercanas a la línea de costa de la Agrupación 1. C y D. Agrupación de bloques y cordones de bloques imbricados de la Agrupación 2.

altura de ola significativa en las costas de Baleares, obteniendo estimaciones en torno los 11 m de altura máxima en el cuadrante NE de las islas Baleares.

A fin de evaluar el régimen del oleaje en la costa Norte de Menorca y poder estimar la altura de las olas de tormenta, se evalúan los datos REDTEX (medidas procedentes de la red de boyas de aguas profundas) de la boya de Maó y del Punto SIMAR 2134121 (Fig. 2), con una fiabilidad del 92.7% (Fig. 5). Los datos SIMAR permiten reconstruir el viento y oleaje del pasado a partir de series históricas de presión y temperatura, y que son tratadas mediante modelos numéricos WAM para estimar las condiciones de viento y oleaje pretéritas.

Se denomina temporal a aquella situación durante la cual la altura del oleaje supera un cierto umbral, y el tiempo mínimo que transcurre entre la aparición de dos temporales independientes es de 5 días, donde el temporal queda representado por el valor máximo de altura alcanzado por el oleaje de 1,5 m (MOPT, 1992). Los extremos máximos del oleaje registrados en la boya de Maó, situada a 16 km del extremo SE de Menorca, pueden considerarse representativos de los que afectan el área de Tirant, especialmente para los oleajes de mayor *fetch* procedentes del NE. Los valores máximos del oleaje registrados alcanzaron alturas de 13,6 m, 13 m y 12,9 y provinieron respectivamente del 038, del 021 y del 060, es decir alturas máximas desde el NE y en torno

a 13 metros. Debe señalarse, no obstante, que el área de estudio está protegida tanto del NE por la península de Fornells, como del NW por la península de Cavalleria (Fig. 2).

Oleaje y batimetría

La acumulación de bloques de la zona de estudio alcanza en algunos puntos hasta los 45 m tierra adentro con respecto a la línea de costa y una altura de 7,5 s.n.m., por lo que es necesario considerar tanto las características del oleaje durante los temporales analizados, como la batimetría del fondo marino anexo (Figs. 5, 6 y 7). La interacción entre oleaje incidente y la pendiente de la zona sumergida a lo largo de la cual se disipa el mismo juega un papel crucial en el comportamiento del oleaje (Brossard y Duperret, 2004). La batimetría del área de estudio, desde la cota -40 m, que se encuentra aproximadamente a 1.200 m de la línea de costa, muestra una pendiente media de 2,7°. Sin embargo en los últimos 400 m cercanos a la línea de costa se incrementa ligeramente hasta alcanzar una pendiente de 5,40° (Fig. 6). El asomamiento es el proceso a través del cual la altura de las olas aumenta a medida que disminuye la profundidad del agua, cuando una ola entra en la zona de transición, empieza a rozar sobre el fondo, reduciendo la longitud de

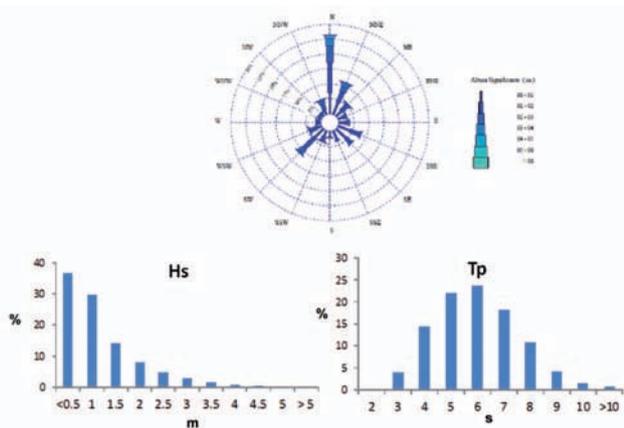


Fig. 5.- Representación del oleaje dominante para el período de 1958-2015 en el Norte de Menorca. Fuente: www.puertos.es.

onda y la velocidad, mientras aumenta su altura. La profundidad del agua en la que las olas tocan fondo depende además del tamaño de la ola, de la pendiente del fondo y de la dirección del oleaje. Este fenómeno es importante a tener en cuenta al calcular la profundidad a la que la ola rompe (Smith, 2003).

En la zona de estudio, se han analizado una serie de tres temporales (Tabla I y Fig. 7). El primero de ellos tuvo lugar el 9 de diciembre de 2014, y las causas se debieron a la posición de las altas presiones en Azores (1041 hpa), junto con el paso de una borrasca desde el

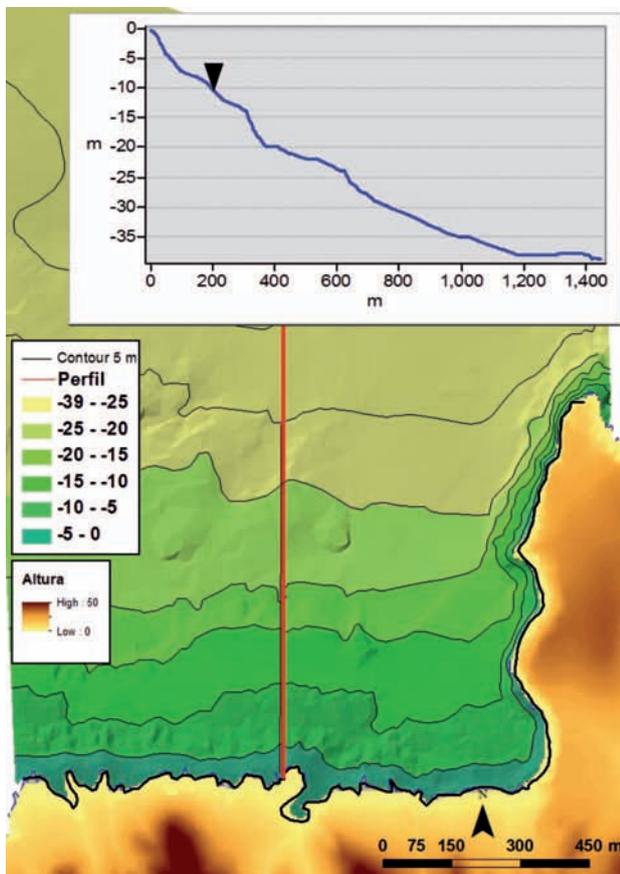


Fig. 6.- Representación batimétrica de la zona de estudio partiendo del perfil representado en la Figura 3. La flecha negra sobre el perfil señala el punto de inicio donde la ola comienza a tocar el fondo.

Golfo de Génova (1008 hpa) hasta el N de Túnez, provocando un canal de vientos muy intensos en toda la zona (www.aemet.es). Este acusado gradiente de presión entre ambos centros de altas y bajas presiones se hizo notar especialmente en el cuadrante NE peninsular y en el archipiélago Balear. Esta situación se repitió en los temporales del 25 de enero y del 5 de marzo de 2015. El temporal marítimo y de viento de diciembre de 2014, con rachas de 130 km/h, registró además un récord de altura significativa de oleaje en la boya de Maó, con una altura de 7,97 m y un periodo de pico (Tp) de 12.1 s (www.puertos.es). El Punto SIMAR estimó este episodio en 9.1 m de Hmx y un Tp de 12.4 s (Fig. 5). Estos registros fueron superados por el temporal del 25 de enero de 2015, con el resultado de 8.2 m y 13.5 s para la boya y de 8.9 m y 12.4 s en el punto SIMAR. Los datos del último temporal del 5 de marzo de 2015 fueron ligeramente inferiores, pero con valores muy por encima de la media. Por lo que respecta a la marea, los valores correspondientes al mareógrafo del Port de Maó (Tabla I) oscilaron entre -0.31 y -10 cm. A lo largo de 2015 y 2016 los temporales fueron escasos y no llegaron a alturas significativas de 6 m.

Para el cálculo del asomeramiento de las olas en los temporales analizados aplicamos la fórmula de Birke-meier (1985) para determinar la profundidad activa a partir de la cual se producen cambios morfodinámicos entre la orilla y la profundidad debido al rozamiento del oleaje en el fondo. Es también conocido como punto de cierre (*closure depth*) que sirve para delimitar la zona más activa del *nearshore* y se calcula mediante la siguiente ecuación (1):

$$(1) D = 1.75 \cdot H - 57.90 \cdot (H^{122}/gT^{122})$$

Siendo D la profundidad litoral en metros, H122 la altura de ola significativa excedida doce horas en régimen medio, T122 el periodo del oleaje correlacionado con H122 y g la constante de gravedad.

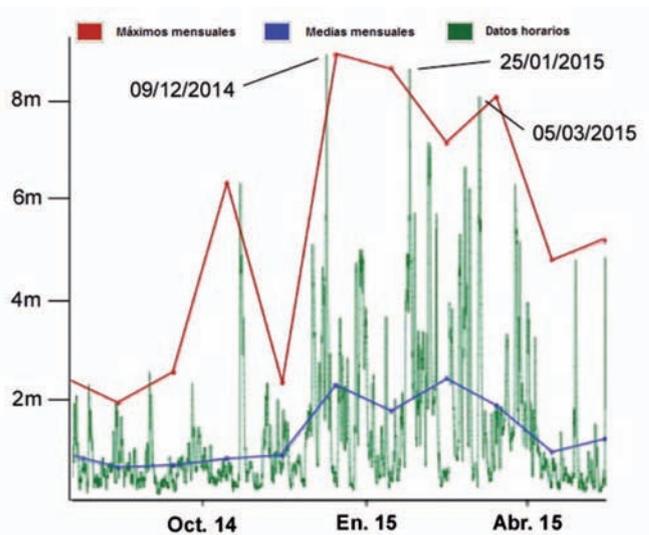


Fig. 7.- Datos de oleaje y periodos máximos registrados entre diciembre de 2014 y abril de 2015 para el Punto SIMAR 2134121. Fuente: www.puertos.es

		Hsmax (m)	Tp (s)	Direc. (°)	L (m)	Prof. cierre (m)	Distancia (m)	NM (cm)	V. viento (m/s)	Direc. (°)	Pr. Atm (Hp)
9/dic/14	Boya	0	11,6	69	29,9	9,8	182	-10	20,1	355	1016
	SIMAR	9,1	12,4	4	239,9				22,9	360	
25/ene/15	Boya	8,2	12,2	21	236	10,1	205	-20	20,7	351	1020
	SIMAR	8,7	12,2	4					21,7	2	
5/mar/15	Boya	6,8	10,6	0	175,3	8,9	174	-32	17,3	348	1025
	SIMAR	8,1	12,4	355	239,9				20,7	354	

Tabla I.- Datos de oleaje y periodos máximos registrados entre diciembre de 2014 y abril de 2015 para el Punto SIMAR 2134121. Fuente: www.puertos.es.

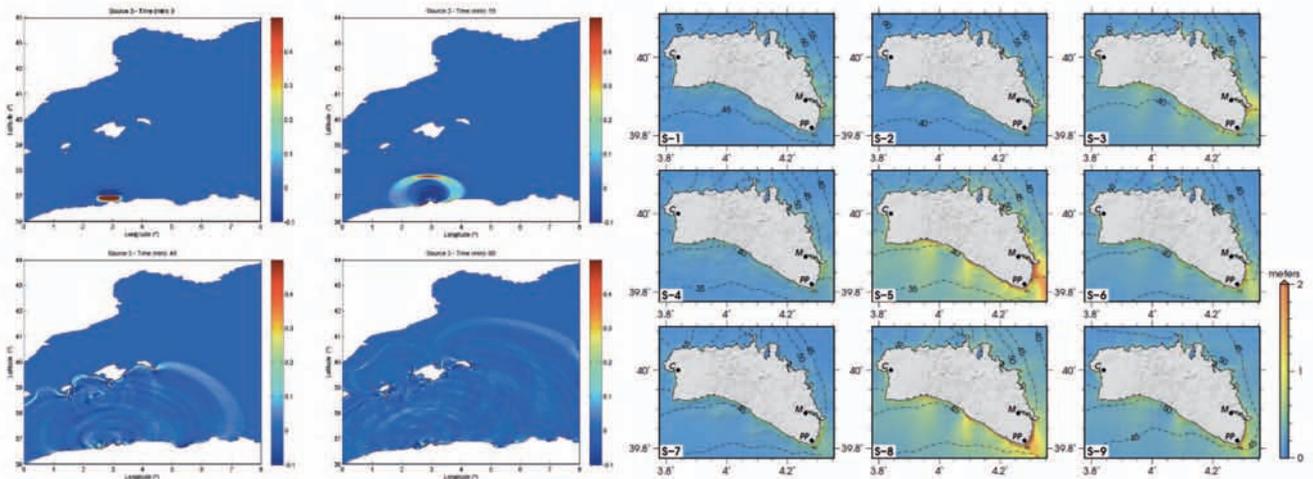


Fig. 8.- Modelización de las fuentes tsunámicas del N de Algeria y el efecto de escudo de las islas Baleares frente la Península Ibérica (imagen izquierda) y mapas de elevación de ola máxima y tiempos estimados de viaje del tsunami en la isla de Menorca (imagen derecha), según las 9 fuentes tsunámicas (S1 a S9) definidas por Álvarez-Gómez *et al.* (2010, 2011).

El resultado obtenido es una profundidad de 9,8 m para el temporal del 9 de diciembre, de 10,1 m para el de 25 de enero y de 8,75 m para el temporal de marzo. La distancia de la línea de costa de la profundidad de cierre para esos datos es de 182 m, 205 m y 174 m respectivamente (Tabla I y Fig. 7). Estos cálculos, muestran que la magnitud del oleaje que se aproxima a la costa es modificada a centenares de metros de la misma, haciendo que la ola pierda parte de su energía a medida que se aproxima a la línea de costa.

Modelizaciones de los tsunamis que impactan en Menorca

Álvarez-Gómez *et al.* (2010, 2011) modelizaron los tsunamis generados en fuentes cercanas a la Península Ibérica y a las islas Baleares, con el objetivo de identificar las áreas de riesgo y las zonas de impacto de dichos tsunamis (Fig. 8A). Los resultados obtenidos muestran los mapas de elevaciones de ola máxima y de tiempos de viaje del tsunami, a partir de nueve fuentes sísmicas entre las que se encontraban las de los terremotos de Al-Asnam, 1980 y Boumerdes-Zemmouri, 2003. Estas estimaciones de tiempos de viaje coinciden con los modelos de Sahal *et al.* (2009) y Roger y Hébert (2008). En el caso de la isla de Menorca las fuentes tsunámicas definidas por Álvarez-Gómez *et al.* (2011), S-3, S-5, S-8 y S-9 (Fig. 8B) son las responsables de los tsunamis más intensos que afectarían a la isla. Alcanzan elevacio-

nes superiores a 2 m en el SE de la isla, y tienen capacidad de afectar a todo el perímetro litoral de la costa de Menorca, incluyendo el área de Tirant (Fig. 2), donde estas olas llegan en menores ocasiones y condicionadas por la refracción de la morfología de la costa Norte. El tiempo de viaje de estas olas en todos los casos es de entre 40 y 50 minutos para alcanzar el S de Menorca, tomando aproximadamente entre 20 y 25 minutos más para llegar al N de la isla.

Metodología

Para el análisis se han caracterizado 128 bloques en toda el área, que incluyen los correspondientes a la Agrupación 1 en cotas bajas < 2 m s.m.m. (número de bloques N=28) y a la Agrupación 2 de cotas más altas, entre 3,5 y 7,5 m (número de bloques N=100) y se ha monitorizado el desplazamiento de los 28 bloques de la Agrupación 1 (Figs. 3 y 4A), entre el mes de diciembre de 2014 y el mes de noviembre de 2016, evaluando la respuesta morfodinámica de estos, durante los eventos de gran intensidad que afectaron la costa. De cada bloque se ha medido el eje máximo (A), el eje mínimo (B) y el eje intermedio (C). Debido a que el producto de A*B*C es una simplificación del volumen del bloque (Robinson *et al.*, 2008; Engel y May, 2012), se ha realizado una triangulación de bloques, basada en la metodología de Roig-Munar *et al.* (2015), cuyo resultado promedio conduce a reducir los valores volumétricos

A*B*C de los 128 bloques en un 38%, obteniendo una mayor fiabilidad del volumen real de cada bloque. Para obtener el peso de cada bloque, se ha considerado una densidad de 1,97, correspondiente a la media de 6 muestras tomadas de los bloques.

A cada bloque se le ha aplicado ecuaciones matemáticas para determinar las columnas de agua necesarias para su transporte (Nott, 2003; Pignatelli *et al.*, 2010, Barbano *et al.*, 2010; Engel y May, 2012). Las ecuaciones de Nott (2003) y Engel y May (2012) permiten calcular los valores hidrodinámicos necesarios para el arranque, desplazamiento y deposición de estos bajo tres supuestos: bloque sumergido, bloque subaéreo y bloque delimitado por juntas y fracturas.

En este estudio se han aplicado las ecuaciones de Nott (2003) en bloques sumergidos y las ecuaciones de Engel y May (2012) para bloques delimitados por juntas y bloques subaéreos, ya que esta última ecuación matiza las de Nott (2003), estableciendo un juego de esfuerzos más complejo, aportando como novedad una redimensión de los bloques mediante el cálculo de un volumen más real para cada uno, reduciendo las columnas de agua obtenidas a partir de la multiplicación de los ejes A, B y C mediante un factor corrector. Estas formulas también incorporan la pendiente de la base de cada bloque en contacto con la plataforma, que determinará la energía de arranque o desplazamiento del flujo sobre el bloque. Para tener una estimación más real de las columnas de agua necesarias para el desplazamientos de los bloques a los resultados de las ecuaciones se les suma el valor real de la altura de *run-up* sobre el nivel del mar a que se encuentra el bloque (Roig-Munar *et al.*, 2015).

Nott (2003) propone la siguiente ecuación (2):

(2) Bloques sumergidos:

$$H_t = [(\rho_s - \rho_w) / \rho_w] b^2 c / [2 (C_{dc} + C_{lb})]$$

$$H_s = [(\rho_s - \rho_w) / \rho_w] b^2 c / [0.5 (C_{dc} + C_{lb})]$$

Donde H_t es la altura de la ola de tsunami, H_s es la altura de la ola de temporal, ρ_s y ρ_w son las densidades del bloque y del agua, b es el eje medio del bloque y c es el eje menor de este, y C_l y C_d son coeficientes empíricos de elevación y arrastre, respectivamente.

En los bloques delimitados por juntas y en los subaéreos, Engel y May (2012) proponen las siguientes ecuaciones (3 y 4):

(3) Bloques delimitados por fracturas:

$$H_t = (P_b - P_w) \cdot V \cdot (\cos\theta + \mu \cdot \sin\theta) / 2 \cdot P_w \cdot C_L \cdot a \cdot b \cdot q$$

$$H_s = (P_b - P_w) \cdot V \cdot (\cos\theta + \mu \cdot \sin\theta) / 0.5 \cdot P_w \cdot C_L \cdot a \cdot b \cdot q$$

Donde P_b es la densidad del bloque, P_w es la densidad del agua, θ es la pendiente de la base del bloque, μ el coeficiente de fricción estimado en 0,65, C_L el coeficiente de sustentación estimado en 0,178, q un coeficiente del área del bloque, valorado en 0,73, y a , b y c los ejes del bloque.

(4) Bloques subaéreos:

$$H_t = 2 \cdot \mu \cdot V \cdot P_b / C_D \cdot (a \cdot c \cdot q) \cdot P_w$$

$$H_s = 0,5 \cdot \mu \cdot V \cdot P_b / C_D \cdot (a \cdot c \cdot q) \cdot P_w$$

Donde C_D es el coeficiente de arrastre, estimado por estos autores en 1,95.

Un enfoque numérico diferente se utiliza para estimar la distancia máxima de inundación de tsunami (X_{max}). Este parámetro es dependiente de H_t y de la rugosidad de la superficie. Según Pignatelli *et al.* (2010) esta estimación se basa en la distancia tierra adentro donde se encuentra el bloque mayor (D) y en la pendiente de la superficie de la plataforma (α) (5):

$$(5) X_{max} = D + (H_T - hc)^{4/3} \cdot n^{-2} \cdot k \cdot \cos \alpha$$

Donde hc es la altura del acantilado, n el factor de Manning y k una constante estimada en 0,06 para la mayoría de tsunamis.

Así mismo se han calculado los valores del *Transport Figure* (TF), de Scheffers y Kelletat (2003) que, a pesar de ser una fórmula simple (6), permite el uso de los parámetros esenciales que conforman la dinámica del bloque (peso, altura y distancia a la costa de cada bloque). Con ello se obtiene un valor estimativo de la energía necesaria para producir el arranque y transporte de cada bloque.

(6) $TF = P \cdot D \cdot H$

Donde P es el peso del bloque en toneladas, D es la distancia a que se encuentra el bloque respecto de la cornisa del acantilado en metros y H la altura a la que se encuentra el bloque sobre el nivel del mar, en metros.

La fórmula aplicada por Scheffers y Kelletat (2003) simplifica las ecuaciones revisadas y permite aproximar los límites y las condiciones para discernir una ola de tormenta de una ola de tsunami. Según Scheffers y Kelletat (2003) en su aplicación en Mallorca, los valores de TF de hasta 230 corresponden a bloques transportados por oleaje de tormenta, mientras que los bloques con un TF superior a 250 son el resultado de olas de tsunami. Roig-Munar *et al.* (2015) en el estudio de bloques de las islas Baleares, establecen un valor de $TF > 1.000$ para identificar orígenes tsunamíticos, ya que este da más seguridad al origen tsunamítico al establecer un margen superior al considerado por Scheffers y Kelletat (2003).

Los 28 bloques de la Agrupación 1, ubicados en las cotas inferiores a 2,5 m s.n.m. han sido marcados con pintura en la base para poder realizar un seguimiento después de cada episodio de tormenta, a fin de determinar si los temporales acaecidos entre diciembre de 2015 hasta noviembre de 2016 tuvieron influencia sobre los mismos. Los bloques presentan cubetas (*basin pools* o *basin pans*), pre- y post-deposicionales, morfologías de disolución indicativas tanto de su situación original, como de su posterior reubicación. La velocidad del desarrollo de estas morfologías permite aproximar su datación e indicar tanto la edad aproximada en que se produjo el trans-

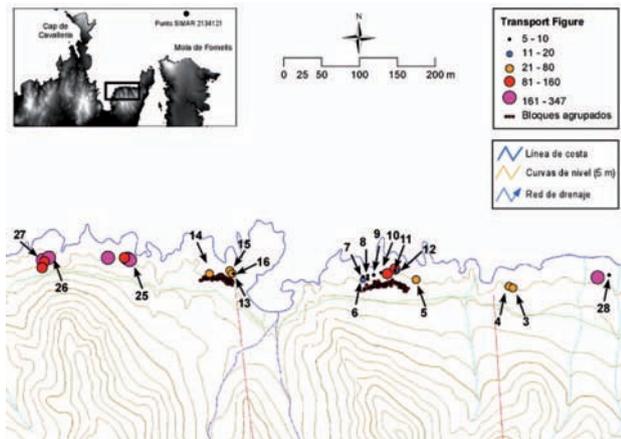


Fig. 9.- Resultado de la aplicación de la ecuación del *Transport Figure*. La flechas marcan los bloques o agrupaciones de bloques desplazados en el monitoreo de bloques de la Agrupación 1 (Tabla II).

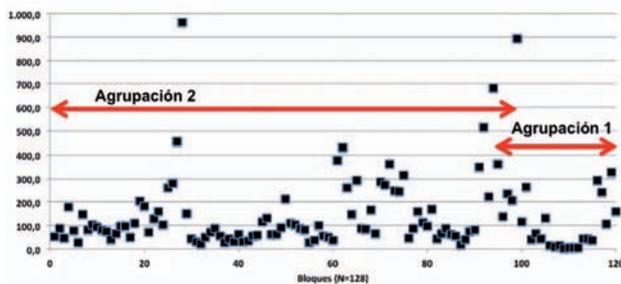


Fig. 10.- Representación del *Transport Figure* de los 128 bloques analizados.

porte del bloque, como el tiempo en que están inmovilizados o se encuentran en su posición actual sin nuevos desplazamientos. Se ha medido la profundidad en mm de 24 cubetas (12 para la Agrupación 1 y otras 12 para la Agrupación 2) para aplicar tasas de disolución que permitan su datación (Roig-Munar *et al.*, 2015).

Resultados

Transport Figure

Mediante la aplicación de la ecuación del *Transport Figure* (Figs. 9 y 10) obtenemos unos resultados promedio para los 128 bloques analizados de TF 138,2, mientras que para la Agrupación 1 (28 bloques monitorizados) se obtiene un TF de 90,6 y para los de la Agrupación 2 (100 bloques) ubicados en costas superiores, un TF de 151,1 (Tabla II). Según estos resultados, y basándonos en los valores establecidos por Scheffers y

Kelletat (2003) para discernir oleaje de tormenta de olas de tsunami en Mallorca, estaríamos ante un claro escenario de bloques de tormenta. No obstante, los bloques presentan agrupaciones bien definidas, en forma de cordones de bloques imbricados y morfologías de disolución post-deposicionales bien desarrolladas (ver más abajo) y sin aparentes desplazamientos que informen de nuevos desarrollos de *basin pools* (Roig-Munar *et al.*, 2015).

Morfometría y distribución de los bloques

En la Figura 11 se representa por un lado, la distribución de los bloques en función de su masa y altura sobre el nivel del mar y por otro, la distribución de bloques en función de su peso y su distancia a la costa. En la Figura 11A se observa la separación de las dos agrupaciones de bloques entre las alturas 0 y 2,5 m (Agrupación 1), y entre 3,5 y 7,7 m (Agrupación 2), mientras que entre las alturas 2,5 y 3,5 m no se encuentran bloques. Esta distribución discrimina las dos áreas de bloques, siguiendo el modelo del perfil del área (Fig. 3). En la Tabla II se observan los valores medios de estas dos agrupaciones de bloques. Los bloques de la Agrupación 1 de primera línea presentan un peso medio de 4,53 T y están ubicados a una distancia media de 12,2 m de la línea de costa y a una altura media de 1,3 m s.n.m. Estos bloques presentan una orientación de 53,3°. La Agrupación 2, más lejana de la línea de costa, presenta bloques con un peso medio de 1,22 T ubicados a una distancia media de 22 m y a una altura media de 5,7 m s.n.m, con una orientación de 57°.

En la Figura 11B se observa la distribución de los bloques en función de su masa y la distancia. La mayor concentración de bloques se encuentra a unos 10 m de la costa, correspondientes a la Agrupación 1. Estos están condicionados y bien delimitados por escarpes de afloramientos (Fig. 4A). Los bloques más alejados de la línea de costa y a mayor altura, correspondientes a la Agrupación 2, se encuentran entre 20 y 28 m de la costa. La más importante acumulación de bloques se encuentra a 26 m de la línea de costa y a una altura de 7,5 m.s.n. Esta distribución bien definida de los bloques (Figs. 3 y 4C) hace necesario considerar las características del oleaje y la batimetría de la zona de estudio y su influencia sobre dicha distribución.

Modelos numéricos

La aplicación de las ecuaciones (3 y 4) de Engel y May (2012), permiten obtener los ordenes de magnitud de los valores de altura mínima de oleaje de tormenta

Bloques	A	B	C	Peso	Dist	Altura	Direcc	TF
Agrupación 1, N=28	2,7	2	0,7	4,53	12,2	1,3	53	90,6
Agrupación 2, N=100	1,9	1,4	0,3	1,22	22	5,7	57	151,5

Tabla II.- Valores medios de los ejes de los bloques; (A, B y C en m), peso medio de los bloques (en T), distancia y altura en relación a la línea de costa (en m), dirección dominante de los bloques (en grados) y el valor medio de *Transport Figure* (TF).

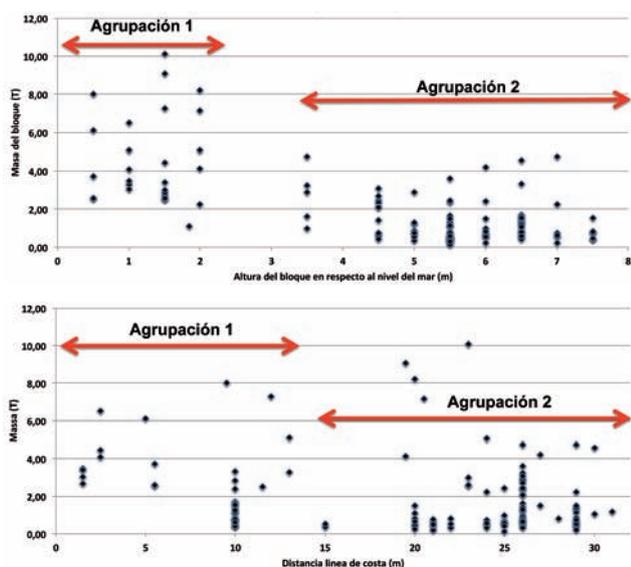


Fig. 11.- Distribución de bloques en función de su altura sobre el nivel del mar y su peso (A), y en función de la distancia de la costa y su masa (B).

(Hs) y de tsunami (Ht) necesarios para el desplazamientos de bloques subaéreos y de bloques delimitados por juntas o fracturas. Al ser un área correspondiente a rampas y con acantilados inferiores a 0,5 m s.n.m en muchos puntos analizados, a los resultados de estas ecuaciones se les suma la altura a que se encuentra cada uno de los bloques (Roig-Munar *et al.*, 2015). De este modo obtenemos las columnas de agua necesarias para el desplaza-

miento de cada bloque en ambos casos, obteniendo los valores medios para los 128 bloques en función de Hs y Ht y para cada una de las dos agrupaciones de bloques (Tabla III).

La Figura 12 muestra la columna de agua necesaria para el arrancanque y desplazamiento de los bloques en condiciones de tormenta (Hs) y en condiciones de tsunamis (Ht) y en condiciones submergidas. Los valores de Hs requeridos para sacar bloques sumergidos sobre la plataforma son elevados, que superan en el caso de la Agrupación 1 la altura media de 6,3 m s.n.m, mientras que los valores Ht representan alturas medias de 2,3 m s.n.m. Estos valores obtenidos no se ajustan a los valores de temporales descritos por Cañelles *et al.* (2007) y Cañelles (2010) en los períodos de oleaje de la costa Norte de Menorca.

En el caso de bloques subaéreos o arrastrados bajo el supuesto de tsunamis o temporales, los valores para el conjunto de los bloques, son de 5,2 m en el caso de Ht y de 6,4 m en el caso de Hs (Tabla III). Sin embargo, para el caso de los bloques de la Asociación 2, que se encuentran a una media de 21 m de la línea de costa, los valores de columna de agua han de ser de 6,93 m en el caso de Ht y de 7,26 m en el caso de Hs, valores, estos últimos, que difícilmente se pueden dar asociados a tormentas teniendo en cuenta la batimetría de la costa (Fig. 6). Los valores calculados para los bloques delimitados por juntas o fracturas, indican columnas de agua de 6,5 m y 8,8 m en situaciones de Ht y Hs respectivamente. Si a estos valores se aplican tan solo a los bloques más elevados de la Asociación 2 obtenemos columnas de agua de 6,1 m y 8,95 m para Ht y Hs respectivamente.

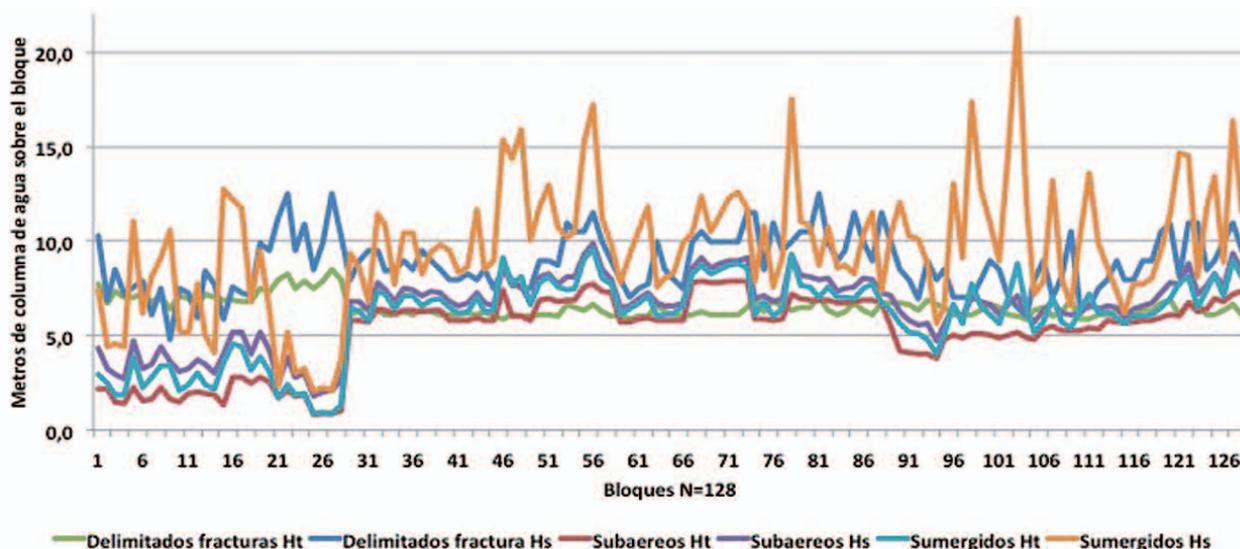


Fig. 12.- Representación gráfica de las columnas de agua (run-up) necesarias para el desplazamiento de bloques bajo diferentes escenarios.

Bloques	Bloques delimitados por juntas o fracturas		Bloques subaéreos	
	Ht	Hs	Ht	Hs
N= 128	Ht=6,5	Hs=8,8	Ht=5,2	Hs=6,4
Agrupación 1, N=28	Ht=7,3	Hs=8,4	Ht=1,9	Hs=2,6
Agrupación 2, N=100	Ht=6,3	Hs=8,9	Ht=6,9	Hs=7,2

Tabla III.- Resultado de la aplicación de la ecuación de Engel y May (2012) a los bloques analizados, subaéreos o delimitados por juntas o fracturas, basándonos en las ecuaciones Ht y Hs. Valores dados en m de columna de agua s.n.m.

Los valores de disolución media obtenidos en las cubetas de los bloques, son de 9,01 cm en los bloques de la Agrupación 1 y 9,04 cm en los bloques de la Agrupación 2. Si se les aplica las tasas de disolución estimada por Gómez-Pujol (2006), en el caso de eolianitas expuestas a *spray* marino, en 0,68 mm/año, el resultado obtenido correspondería a eventos acaecidos hace 132 años. En cambio, si aplicamos tasas de 0,3 mm/año, características de rocas calcáreas expuestas a agua marina semi-permanente sobre la morfología de la cubeta, los resultados obtenidos se sitúan en torno a 300 años. Por tanto obtenemos valores de disolución de morfologías erosivas sobre bloques arrancados y/o desplazados en los últimos 300 años. Estas dataciones que oscilan entre 1882 y 1713 AD, coinciden en la edad con los valores obtenidos por Roig-Munar *et al.* (2015) en el análisis de los bloques de origen tsunámico de la costa SE de Menorca, datados mediante C^{14} y con un resultado de 1720 AD y mediante tasas de disolución de cubetas en 1794 AD.

Monitorización de bloques

Se han monitorizado los 28 bloques cercanos a la línea de costa, correspondientes a la Agrupación 1 (Figs. 3 y 9) que se encuentran a alturas medias de 1,3 m s.n.m y distancias de 12,2 m de la costa (Tabla II y Figs. 3 y 4A).

En la Figura 13 se presenta las condiciones de la mar durante los temporales de 2014 y 2015 en la costa de Tirant. Destaca el temporal de 25 de enero de 2015 (Fig. 13B), correspondiente a un oleaje de mar de fondo, que

se caracteriza por su período más elevado (13.5 s), y una Hs más elevada (8,2 m) registrada por la boya de Maó. La longitud de la onda es muy superior a su altura, presentando crestas redondeadas que no rompen nunca en alta mar. La altura de las olas es sensiblemente igual y su perfil tiende hacia la forma. La longitud de onda es de 261,1 m. La profundidad a la que la ola toca fondo se ha calculado a 11,3 m y la altura de ola rompiente es de 9,5 (Tabla I). Con el objeto de calcular la sobre elevación del nivel del mar por encima de su nivel medio y su extensión hacia tierra, se ha utilizado la fórmula de Holman (1986):

$$(7) R = 0.36 g^{0.5} H_o^{0.5} T \tan \beta$$

Donde H_o y T representan la altura de ola en aguas profundas y el periodo del oleaje, respectivamente, y β es la pendiente media del acantilado donde se encuentran los bloques analizados. Esta expresión incluye tanto los fenómenos de *set-up* como el de *run-up* (Benavente *et al.*, 2007). Los datos resultantes (Tabla IV) son de 2,2 m de sobre elevación, 11,5 m de inundación, de 2,3 m y 12,4 m y 1,8 m y 8,9 m para los temporales de diciembre, enero y marzo respectivamente.

Si se compara con la Figura 13A (temporal de 9 de diciembre de 2014, el segundo más importante), se puede observar que la zona de rompientes es similar para los trenes de ola que llegan hasta la línea de costa, siendo la



Fig. 13.-Diferentes escenarios de temporales sobre la zona de Tirant. A. Temporal del 9 de diciembre de 2014. B. Oleaje de mar de leva del 25 de enero de 2015. C. Temporal del 27 de enero de 2015. D. Calma del 19 de febrero de 2015.

Temporal	Sobreelevación (m)	Zona inundable (m)
9 diciembre 2014	2.2	11.5
25 enero 2015	2.3	11.4
5 marzo 2015	1.8	8.9

Tabla IV.- Resultado de la aplicación de la fórmula de Holman (1986) para el cálculo de la sobreelevación de la ola y de su zona inundable durante los temporales en la zona de Tirant.

velocidad del viento de 20,1 m/s para ambos temporales y con direcciones de 334 y 337°.

En la Tabla V se describen las características de los bloques monitorizados de la Agrupación 1 (Fig. 14A), que permitieron su posterior análisis mediante la aplicación de las ecuaciones hidrodinámicas.

Desplazamientos de los bloques

En el inicio del monitoreo se analizaron los temporales de finales del 2014, que no tuvieron consecuencias geomorfológicas sobre la costa. En los bloques monitorizados se han podido identificar movimientos de orden centimétrico en el 12,5% de ellos en el temporal del 25 de enero de 2015 y del 16,17% de los bloques en el temporal del 5 de marzo de 2015 (Fig. 7), no volviéndose a registrar movimientos de bloques con posterioridad. De los bloques monitorizados, uno de ellos (bloque 14: Tabla V) fue transportado hacia la zona sublitoral, trantandose de un bloque subredondeado asociado a una plataforma cercana a la línea de costa y con un peso de 2,4 T. Este bloque reposaba sobre la plataforma, delante de bloques imbricados de mayores dimensiones.

Algunos bloques imbricados (bloques 3-4 y 6-12: Tabla V) sufrieron movimientos centimétricos del orden de 16 cm en el temporal del 25 de enero de 2015 y de 22

cm en el temporal del 9 de marzo de 2015 (Fig. 14A) que supusieron un cambio en los grados de imbricación de los bloques, siguiendo el modelo descrito por Scheffers y Kinis (2014). Así mismo el seguimiento de bloques no imbricados y dispuestos de forma plana sobre las plataformas dio como resultado desplazamientos sobre su propia base de 10 cm en el temporal del 25 de enero de 2015 y de 29 cm en el temporal del 9 de marzo de 2015 (Fig. 14B). En el temporal del mes de marzo (Fig. 7), tres bloques sumergidos de pequeñas dimensiones fueron sacados por el oleaje y depositados sobre una plataforma inferior a 0,5 m de altura (Fig. 14C). Estos bloques tenían un peso medio de 2,96 T y no presentaban imbricación, se encontraban depositados y volteados sobre la costa emergida. Alguno de estos bloques presenta morfología de *notch*, correspondientes a erosiones diferenciales atribuibles al impacto continuo del mar (Fig. 14C).

El temporal de mar de leva de febrero de 2015 desplazó 17,50 m un bloque de 6,10 T paralelamente a la línea de costa. Se trata de un bloque delimitado por juntas (Figs. 12B y 13D), y según la ecuación (2) de Engel y May (2012) hubieran sido suficientes para su transporte olas de tsunamis (H_t) de 2,27 m sobre un bloque de 6,10 T ubicado a 0,5 m s.n.m. y a una distancia no superior a 5 m desde la línea de costa. El resultado de la aplicación de esta ecuación es el que se aproxima más el comportamiento de la mar de leva a un flujo de tsunami, salvando las distancias en intensidad, velocidad y *run-up*. Debe destacarse que a lo largo del área de estudio han predominado los movimientos de traslación y arranque de fragmentos de orden centimétrico (Fig. 4B), correspondientes a desplazamientos de bloques de pequeño tamaño no monitorizados en este trabajo.

Por tanto, el desplazamiento de orden centimétrico de grandes bloques fue favorecido por el descalce de sus bases en grandes temporales y por la mar de leva. Los

Bloques	Descripción
1 y 2	Bloques aislados no delimitados ni imbricados, a una distancia de 19 m de la línea de costa. Se encuentran sobre una plataforma delimitada por un escarpe inferior al metro. Su peso promedio es de 5,1 T.
3 y 4	Agrupación de bloques imbricados y delimitados por un acantilado de baja altura. Presentan un peso medio de 4,6 T y a una distancia de 13 m de la línea de costa y a 1 m s.n.m. Estos bloques sufrieron un desplazamientos de 0,16 cm y 0,22 cm en los temporales de enero y marzo respectivamente.
5	Bloque aislado de 7,7 T a 1,5 m s.n.m. y reposando sobre los estratos planos de la terrazas litorales. Este bloque desapareció en los temporales de marzo de 2015.
6 hasta el 12	Tres agrupaciones de bloques imbricados de primera línea con pesos medios de 3,95 T, situados a 1,21 m s.n.m. y a 2,2 m de distancia de la línea de costa (Figura 4A). Estos bloques sufrieron desplazamientos sobre la caras de imbricación de 0,10 y 0,29 cm en los temporales de enero y marzo respectivamente.
13 hasta 16	Agrupaciones de bloques asociados a una plataforma de 1,6 m s.n.m. y a distancias de 12,88 m de la línea de costa. Presentan un peso medio de 5,13 T y se encuentran imbricados. Tan solo unos de estos bloques desapareció, en el temporal de marzo de 2015.
18 a 24	Bloques ubicados sobre plataformas con un peso medio de 4,48 T, a una altura media de 1,71 m s.n.m. y a una distancia de 22,2 m de la línea de costa. Todos ellos se encuentran imbricados y asociados a agrupaciones de cordones de primera línea. Ningun bloque sufrió cambios ni afectaciones por oleajes.
25 a 27	Se trata de tres bloques que han sido sacados por el oleaje con un peso medio de 2,9 T, ubicados a una distancia de 5,5 m y alturas de 0,5 m. No presenta patrón de imbricación ni presencia de trenes o agrupaciones.
28	Bloque de 6,1 T desplazado 17,5 m paralelamente a la línea de costa a una altura de 0,50 m y una distancia tierra adentro de 5,5 m. Se trata de un bloque condicionado por juntas y fracturas y su transporte se produjo con mar de leva.

Tabla V.- Descripción de los bloques monitorizados de la Agrupación 1 y su dinámica en los temporales de 2014 hasta 2016.

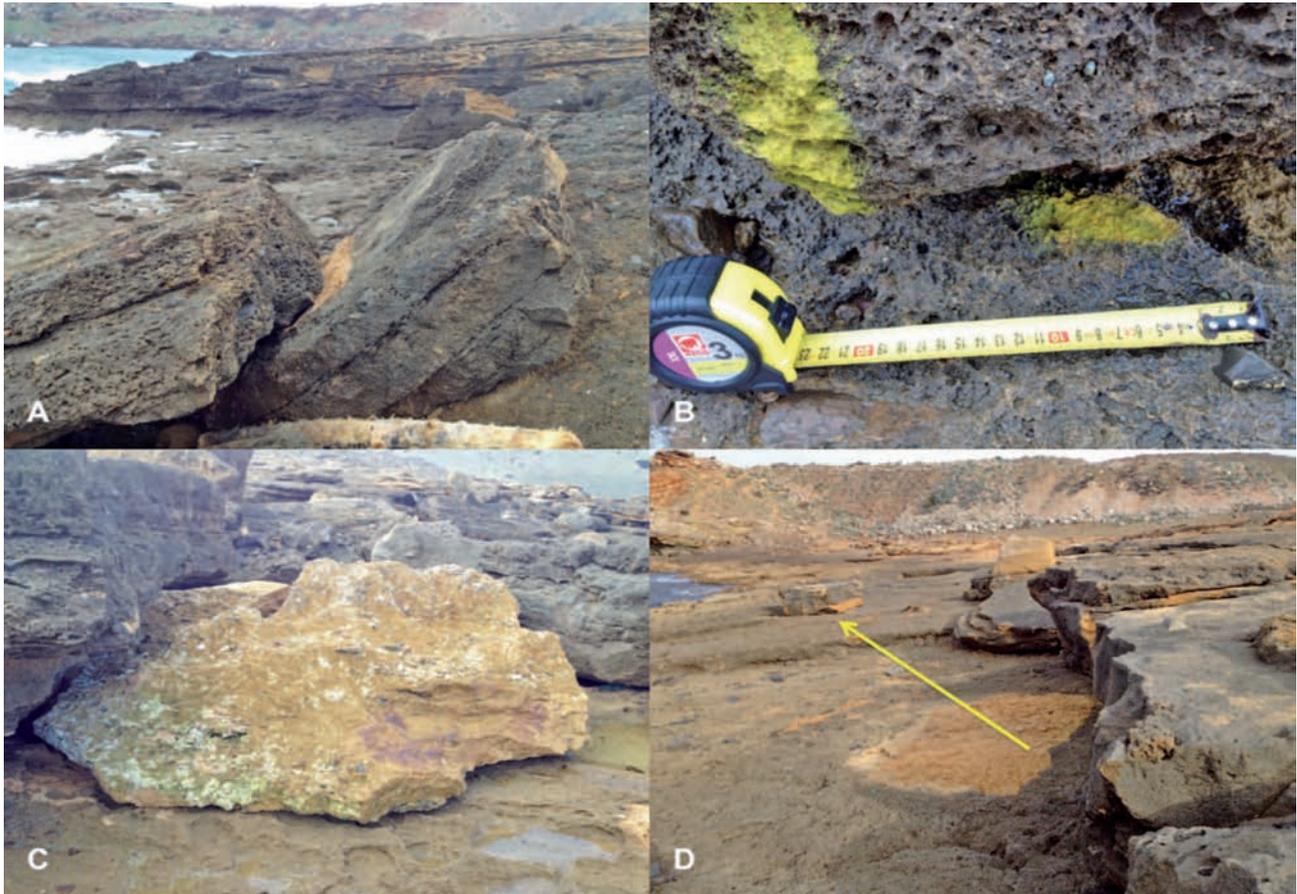


Fig. 14.- Diferentes escenarios identificados sobre los bloques monitorizados de la Agrupación 1, en primera línea de costa. A. Deslizamiento de bloques imbricados con desplazamientos centimétricos asociados al temporal de marzo de 2015 (Bloque 3, Tabla V). B. Desplazamiento centimétrico de bloques en el temporal de enero de 2015 (Bloques 6-12, Tabla V). C. Bloque arrancados correspondientes a viseras de *notch* sumergidas y depositados sobre plataformas a una altura de 0,5 m s.n.m en el temporal de marzo de 2015 (Bloques 25-27, Tabla V). D. Desplazamiento de un bloque delimitado por juntas asociado a mar de leva (Bloque 28, Tabla V).

temporales monitorizados no superaron en ningún episodio cotas superiores a 2 m s.n.m (Tabla IV) ni cubrieron por completo los bloques analizados (Fig. 3), generando tan solo descalces en las bases de bloques imbricados que dio lugar a reajustes sobre su misma posición y modificando la imbricación (Fig. 13A).

Discusión y conclusiones

El análisis morfométrico y de disposición de 128 bloques en la costa de Tirant y la aplicación de las ecuaciones hidrodinámicas para su arranque y transporte, así como el control y seguimiento de los movimientos asociados a tres temporales de gran intensidad sobre los 28 bloques más próximos a la línea de costa ponen de manifiesto que los grandes temporales sobre rampas litorales solo son capaces de trasladar con oleaje de viento bloques de pequeño tamaño. En una batimetría suave como es la de Tirant (de pendiente media de 2.7°) el oleaje de temporal rompe a gran distancia de la costa (Fig. 6), disipa su energía y solo llega con cierta potencia cuando aprovecha morfologías locales donde canalizar flujos más intensos. En este contexto, los bloques situados sobre plataformas litorales pueden sufrir tanto desplazamiento como retrabajamiento a causa de los temporales,

especialmente los circunscritos a la primera línea de costa (Agrupación 1), con movimientos de orden centimétrico relacionados con eventos de temporales extraordinarios. Los resultados obtenidos demuestran que los movimientos son mayores en los casos de mar de leva, como principal agente modelador de bloques.

Los temporales monitorizados se traducen en impactos sobre los bloques situados en la rampa más proximal, en las zonas más expuestas, a baja cota y cercanas a la línea de costa, lo que pone de manifiesto la importancia de la morfología de costa, especialmente el perfil batimétrico. Por ello hemos de atribuir a flujos de mayor energía, como son los flujos de tsunamis, la presencia e imbricación de grandes bloques en las zonas más elevadas, tierra adentro del perfil litoral (Agrupación 2). Esta afirmación se basa también en los resultados obtenidos en la aplicación de la fórmula de Holman (1986) para el cálculo de la sobre elevación de la ola y de su zona inundable de los temporales monitorizados, donde no se obtienen elevaciones que permitan llegar a las crestas de la Agrupación 1 de bloques situados en cotas bajas, las distancias de inundación no permiten tampoco desplazamientos de la Agrupación 2 de bloques.

La orientación de los ejes de los 128 bloques presenta un patrón común hacia el NE (050/053), oblicuo a la costa

y que difiere de la dirección del oleaje dominante, el cual presenta mayor frecuencia e intensidad de componente N (Fig. 5). Muchos de los bloques de grandes dimensiones del área, están imbricados, formando agrupaciones y cordones, y por su disposición actual no deben considerarse como indicadores de temporales, ya que requieren un flujo de energía muy superior a los usuales del oleaje de temporal, más aún, si consideramos el orden de magnitud temporal que obtenemos a partir de la profundidad de las cubetas (*bassin pools*). Se trata de bloques prácticamente inmovilizados durante un periodo de tiempo que oscila entre 132 años (los más cercanos a la costa: Agrupación 1) y unos 300 años (los más lejanos, Agrupación 2) que no parecen representar periodos de recurrencia característicos de temporales y sí de flujos tsunamíticos.

La imbricación de bloques es característica de flujos de gran energía, resultado de tsunamis que han afectado este sector de costa. A pesar de que los temporales pueden provocar ciertos retoques en las agrupaciones de bloques imbricados, no son capaces de generar estructuras sedimentarias características de grandes flujos. La aplicación de la ecuación de *Transport Figure* (6) utilizada para discernir los efectos del oleaje de tormenta y/o de tsunami sobre un bloque ha de ser tomada en consideración y aplicada con condicionantes geomorfológicos locales, ya que a pesar de que los bloques analizados no presentan los valores estimados por Scheffers y Kelletat (2003), con un TF superior a 250, que determina tsunami, los bloques analizados aunque no llegan a estos valores pueden ser considerados de tsunami.

Por otra parte, los valores hidrodinámicos obtenidos de las distintas ecuaciones aplicadas indican valores medios de columnas de agua entorno a 9 m para oleaje de temporal y de 6 m para oleaje de tsunamis, en el caso de bloques delimitados por juntas. Si consideramos los efectos de los temporales analizados -que alcanzaron en mar abierto alturas de casi 9 m y poco más de 2 m sobre la rampa litoral- tendríamos que considerar valores de oleaje extremal elevadísimos, cuando los análisis efectuados por Puertos del Estado solo alcanzan una banda superior, para periodos de recurrencia de 475 años, de poco más de 9 m, para una dirección N.

El origen de tales tsunamis debería encontrarse, según los modelos propuestos por Álvarez-Gómez *et al.* (2010, 2011), en las fuentes S3 y S5 (Fig. 8B), que presentan refracción a lo largo de la línea de la costa N, congruente con la orientación de los bloques analizados. Así se descartarían otras hipótesis, como los tsunamis generados por deslizamientos en el litoral catalán que afectan al N de las islas de Menorca, Mallorca y Eivissa (Lastras *et al.*, 2007) y que no generan olas de tsunami superiores a 4 m en mar abierto (Iglesias, 2015).

Agradecimientos

A Carme Garriga Sintés por su inestimable y desinteresada ayuda en la toma de datos morfométricos y por el seguimiento de bloques a lo largo de diferentes campañas de campo. Así mismo los autores quisieron agradecer las

revisiones realizadas por los dos revisores del trabajo, el Dr. Javier Benavente y por otro revisor anónimo, y a la editoria de la revista, Beatriz Bádenas, ya que sus sugerencias han ayudado de forma considerable a la mejora de este trabajo. Así mismo este trabajo no hubiera sido realizado sin los continuos comentarios amparados en la incredulidad manifestados por numerosos colegas del ámbito académico, por lo que es justo agradecerles públicamente que animaran inconscientemente a la realización de este trabajo.

Referencias

- Álvarez-Gómez, J.A., Aniel-Quiroga, I., González, M. y Otero, L. (2011): Tsunami hazard at the Western Mediterranean Spanish coast from seismic sources. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11: 227–240.
- Álvarez-Gómez, J.A., Olabarrieta, M., González, M., Otero, L., Carreño, E.I Martínez-Solares, J.M. (2010): The impact of tsunamis on the Island of Majorca induced by North Algerian seismic sources. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19: 367–383.
- Barbano, M.S., Pirrotta, C. y Gerardi, F. (2010): Large boulders along the south-eastern Ionian coast of Sicily: Storm or tsunami deposits? *Marine Geology* 275, 140–154.
- Benavente, J., Bello, E., Anfuso, G. Nachite, D. y Macías, A. (2007): Sobreelevación debida a temporales y cambios producidos en las playas del litoral NE Marroquí. *Rev. C. & G.*, 21 (1-1): 13–25.
- Bertotti, L. y Cavaleri, L. (2008): Analysis of the Voyager storm. *Ocean Engineering*, 35 (1): 1–5.
- Biolchi, S., Furlani, S., Antonioli, F., Baldassini, N., Causon Deguara, J., Devoto, S., di Stefano, A., Evans, J., Gambin, T., Gauci, R., Mastronuzzi, G., Monaco, C. y Scicchitano, G. (2015): Boulder accumulations related to extreme wave events on the eastern coast of Malta. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3: 5977–6019.
- Birkemeier, W. A. (1985): Field data on seaward limit of profile change. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 111(3): 598–602.
- Brossard, J. y Duperret, A. (2004): Coastal chalk cliff erosion: experimental investigation on the role of marine factors. In: *Coastal chalk cliff instability*. (R.N. Mortimore and A. Duperret, Eds.) Geological Society London, Engineering Geology Special Publications, 20: 109–120.
- Browne, A. (2011): Coarse coastal deposits as palaeo-environmental archives for storms and tsunamis, PhD thesis, Southern Cross University, Lismore, NSW. 277 pp.
- Cañelles, B. (2010): Long-term extreme wave height events in the Balearic Sea: characterization, variability and prediction. Tesis doctoral, Universitat de les Illes Balears, 71 pp.
- Cañelles, B., Orfila, A., Méndez, F.J., Menéndez, M. y Tintoré, J. (2007): Application of a POT model to estimate the extreme significant wave height levels around the Balearic Sea (Western Mediterranean). *Journal of Coastal Research* SI, 50: 329–333.
- Ciavola, P., Ferreira, O., Haerens, P., van Koningsveld, M., Armaroli, C. y Lequeux, Q. (2011): Storm impacts along European coastlines. Part 1: the joint effort of the MICORE and ConHaz Projects. *Environmental Science & Policy*, 14: 912–923.
- Engel, M. y May, S.M. (2012): Bonaire's boulder fields revisited: Evidence for Holocene tsunami impact on the Lee-ward

- Antilles. *Quaternary Science Reviews*, 54: 126–141.
- Erdmann, W., Kelletat, D., Scheffers, A.M. y Haslett, S. (2015): Origin and Formation of Coastal Boulder Deposits at Galway Bay and the Aran Islands, Western Ireland. Ed. Springer Briefs in Geography. 125 p.
- Etienne, S. y Paris, R. (2010): Boulder accumulations related to storms on the south coast of the Reykjanes Peninsula (Iceland). *Geomorphology* 114: 55–70.
- Fita L., Romero R., Luque A., Emanuel K. y Ramis C. (2007): Analysis of the environments of seven Mediterranean tropical-like storms using an axisymmetric, nonhydrostatic, cloud resolving model. *Natural Hazards and Earth System Science* 7: 41–56.
- Gómez-Pujol, Ll. (2006): Patrons, taxes i formes d'erosió a les costes rocoses carbonatades de Mallorca. Tesis doctoral inédita. Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears. 200 pp.
- Goto, K., Miyagi, K., Kawana, T., Takahashi, J. y Imamura, F. (2011): Emplacement and movement of boulders by known storm waves — field evidence from the Okinawa Islands, Japan. *Marine Geology*, 283: 66–78.
- Goto, K., Okada, K. y Imamura, F. (2009): Characteristics and hydrodynamics of boulders transported by storm waves at Kudaka Island, Japan. *Marine Geology*, 262: 14–24.
- Hall, A.M. (2011): Storm wave currents, boulder movement and shore platform development: a case study from East Lothian, Scotland. *Marine Geology*, 283: 98–105.
- Holman, R.A. (1986): Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. *Coastal Engineering*, 9: 527–544.
- Iglesias, O. (2015): Generación y propagación de tsunamis en el mar catalano-balear. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. Inédita, 247 pp.
- Kelletat, D., Scheffers, A. y Scheffers, S. (2005): Tsunami-eine unterschätzte Naturgefahr? - *Geowissenschaftliche Mitteilungen*: 5–13.
- Lastras, G., Canals, M., Amblas, D., Frigola, J., Urgeles, R., Calafat, A.M. y Acosta, J. (2007): Slope instability along the northeastern Iberian and Balearic continental margins. *Geologica Acta*, 5 (1): 35–47.
- Lionello, P. y Sanna, A. (2005): Mediterranean wave climate variability and its links with NAO and Indian Monsoon. *Climate Dynamics* 25 (6): 611–623.
- Mastronuzzi, G. y Pignatelli, C. (2012): The boulder berm of Punta Saguerra (Taranto, Italy): a morphological imprint of the Rossano Calabro tsunami of April 24, 1836?. *Earth Planets Space*, 64: 829–842.
- MOPT (Ministerio de Obras Públicas y Transporte) (1992): ROM 0.3-91 Oleaje, Anejo I. Clima marítimo del litoral español. Centro Publicaciones Ministerio de Obras Públicas y Transporte, 80 pp.
- Morton, R.A., Richmond, B.M., Jaffe, B.E. y Gelfenbaum, G. (2006): Reconnaissance investigation of Caribbean extreme wave deposits - Preliminary observations, interpretations, and research directions. Open File Report 1293, USGS, 46.
- Naylor, L.A., Stephenson, J., Smith, H.C., Way, Ol., Mendelson, J. y Cowley, A. (2016): Geomorphological control on boulder transport and coastal erosion before, during and after an extreme extra-tropical cyclone. *Earth Surf. Process. Landforms*, 41 (5): 687–700.
- Nott, J. (2003): 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. *Journal of Coastal Research*, 19: 348–356.
- Pavelic, D., Kovacic, M., Vlahovic, I. y Wacha, L., (2011): Pleistocene calcareous aeolian/alluvial deposition in a steep relief karstic coastal belt (island of Hvar, eastern Adriatic, Croatia). *Sedimentary Geology*, 239: 64–79.
- Pérez-Alberti, A. y Trenhaile, A.S. (2015): Clast mobility within boulder beaches over two winters in Galicia, northwestern Spain. *Geomorphology*, 248: 411–426.
- Pignatelli, C., Ferilli, S., Capolongo, D., Marsico, A., Milella, M., Pennetta, L., Piscitelli, A. y Mastronuzzi, G. (2010): Morphological evidences and computer science techniques in order to evaluate tsunami inundation limit. *Rivista Italiana di Telerilevamento*, 42: 129–142.
- Pomar, F., Fornós, J.J., Gómez-Pujol, Ll. y del Valle, L. (2013): El Pleistoceno superior de la zona de Tirant-Fornells (Norte de Menorca, Illes Balears): un modelo de interacción eólica y aluvial. *Geo-Temas*, 14: 123–126.
- Robinson, E., Khan, S., Rowe, D.A. y Cotton, R. (2008): Size of boulders moved and emplaced by recent hurricanes, Jamaica. In: *Abstract volume of the 2nd International Tsunami Field Symposium, Ostuni (Italy) and Ionian Islands (Greece)*, (G. Mastronuzzi, P. Pignatelli, P. Sansó, M. Milella y G. Selleri, Eds.). 22-28 September 2008. *GIS Coast Research Publication* 6: 135–138.
- Roger, J. y Hébert, H. (2008): The 1856 Djielli (Algeria) earthquake and tsunami source parameters and implications for tsunami hazard in the Balearic Islands. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, 721–731.
- Roig-Munar, F.X., Rodríguez-Perea, A., Martín-Prieto, J.A., Vilaplana, J.M. y Gelabert, B. (2015): Morfometría de bloques de tsunami en las costas rocosas del Este de Mallorca (Islas Baleares). *Geo-Temas*, 15: 229–232.
- Roig-Munar, F.X. (2016): Blocs de tempesta i tsunami a les costes rocoses de les Illes Balears. Anàlisi geomorfològica i morfomètrica. Tesis doctoral inédita. Departament de Geodinàmica i Geofísica. Universitat de Barcelona. 410 pp.
- Roig-Munar, F.X., Martín-Prieto, J.A., Vilaplana, J.M. Rodríguez-Perea, A. y Gelabert, B. (2016a): Presencia de bloques de tsunami en acantilados de Punta Prima (Formentera). En: *Comprendiendo el relieve: del pasado al futuro*, (J.J. Durán J. J., M. Montes Santiago, A. Robador y A. Salazar, Eds.), Instituto Geológico y Minero de España, 571–578 p.
- Roig-Munar, F.X., Vilaplana, J.M., Rodríguez-Perea, A., Martín-Prieto, J.A. y Gelabert B. (2016b): Indicadores geomorfológicos de tsunamis históricos en las costas rocosas de Baleares. *Geo-Temas*, 16 (1): 641–644.
- Sahal, A., Roger, J. y Allgeyer, S. (2009): The tsunami triggered by the 21 May 2003 Boumerdès-Zemmouri (Algeria) earthquake: field investigations on the French Mediterranean coast and tsunami modeling. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9: 1823–1834.
- Scheffers, A.M. y Kinis, S. (2014): Stable imbrication and delicate/unstable settings in coastal boulder deposits: Indicators for tsunami dislocation?. *Quaternary International*, 332: 73–84.
- Scheffers, A. y Kelletat, D. (2003): Sedimentologic and geomorphic tsunami imprints worldwide - a review. *Earth-Science Reviews*, 63: 83–92.

- Scheffers, A. y Scheffers, S. (2006): Documentation of Hurricane Ivan on the Coastline of Bonaire. *Journal of Coastal Research*, 22: 1437–1450.
- Scheffers, A. y Scheffers, S.R. (2007): Tsunami deposits on the coastline of West Crete (Greece). *Earth and Planetary Science Letters*, 259 (3-4): 613–624.
- Smith, R.L. (2003): Statistics of extremes, with applications in environment, insurance and finance. Chappel Hill, North Carolina: University of North Carolina, Department of Statistics.
- Sotillo, M., Ratsimandresy, A., Carretero, J., Bentamy, A., Valero, F. y González-Rouco, F. (2005): A high-resolution 44-year atmospheric hindcast for the mediterranean basin: contribution to the regional improvement of global reanalysis. *Climate Dynamics*, 25: 219–236.
- Stephenson, W.J. y Naylor, L.A. (2011): Geological controls on boulder production in a rock coast setting: insights from South Wales, United Kingdom. *Marine Geology*, 283: 12–24.
- Suañez, S., Fichaut, B. y Magne, R. (2009): Cliff-top storm deposits on Banneg Island, Brittany, France: Effects of giant waves in the Eastern Atlantic Ocean. *Sedimentary Geology*, 220: 12–28.
- Switzer, A.D. y Burston, J.M. (2010): Competing mechanisms for boulder deposition on the southeast Australian coast. *Geomorphology*, 114: 42–54.

Paginas consultadas

Agencia Estatal de Meteorología.
Ministerio de Agricultura, Pesca, Alimentación y Medio Ambiente.
Puertos del Estado. Ministerio de Fomento.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 12-1-2017
RECIBIDA LA REVISIÓN EL 16-3-2017
ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 16-3-2017

