

INDICATORI MORFOLOGICI DELL'IMPATTO DI EVENTI METEOROLOGICI ESTREMI NELLA PUGLIA MERIDIONALE

Cosimo Pignatelli⁽¹⁾, Paolo Sansò⁽²⁾, Giuseppe Mastronuzzi^(1,*)

⁽¹⁾Dipartimento di Geologia e Geofisica, Università degli Studi "Aldo Moro" di Bari (c.pignatelli@geo.uniba.it)

⁽²⁾Dipartimento di Scienze dei Materiali, Università degli Studi di Lecce (paolo.sanso@unile.it)

^(*)Campus Universitario, via Orabona, 4 - 70125 Bari (g.mastrozz@geo.uniba.it)

RIASSUNTO

L'accumulo di blocchi di notevoli dimensioni, riconosciuto lungo le coste rocciose dell'intero pianeta, è stato attribuito all'impatto di ondate eccezionali. Tali evidenze morfologiche, individuate anche lungo la fascia costiera della Puglia Meridionale, possono qui essere utilizzate per discriminare l'impatto di eventi meteomarinari estremi da quelli di tsunami. A tal fine, partendo dalle caratteristiche dimensionali dei blocchi, è stata calcolata l'altezza minima delle rispettive onde necessarie per causarne lo spostamento. Esiste una proporzionalità fra le dimensioni e la forma dei blocchi e l'altezza d'onda; ciò consente di ottenere una soglia limite, in peso, che marca il limite fra depositi dovuti ad eventi climatici e quelli dovuti a tsunami.

Termini chiave: blocchi, onde catastrofiche, eventi meteorologici estremi.

1. INTRODUZIONE

Le coste del Mar Mediterraneo sono state colpite da onde eccezionali generate sia dalla dinamica atmosferica (Gianfreda *et al.*, 2005; Monserrat *et al.*, 2006) che da quella litosferica (Mastronuzzi *et al.*, 2007). Il loro impatto lungo coste rocciose ha determinato l'accumulo di blocchi litici - disposti in campi e/o berme - dislocati a distanze e quote variabili nell'entroterra.

Un recente rapporto del IPCC Intergovernmental Panel on Climate Changes afferma che negli ultimi anni, a livello mondiale, è in atto un aumento sia della frequenza che dell'intensità degli eventi estremi su scala regionale (IPCC, 2001). Recentemente oltre all'incremento degli eventi climatici ordinari è stato riconosciuto l'aumento dell'intensità nel Mar Mediterraneo di eventi estremi come i cicloni tropicali (NRC, 2002; Fita *et al.*, 2007). Tali fenomeni devono la loro origine alla presenza di aria molto calda e prossima alla saturazione nei bassi strati, sul mare in periodi in cui la loro temperatura superficiale è superiore a 26°C (agosto e settembre sullo Ionio, sul basso Tirreno, sul canale di Sicilia, sul Mar Libico, sul Mare di Sardegna e sul medio Adriatico). La vita media di una *bomba del Mediterraneo* è di 2-3 giorni al massimo, ma molto spesso nel giro di 24-36 ore il fenomeno si esaurisce. E' da notare che non sono mai stati registrati dei veri cicloni mediterranei che si siano abbattuti, nel pieno della loro forza, su zone costiere densamente popolate. La loro scarsa frequenza ed il fatto che sino ad ora non abbiano arrecato danni ingenti spesso tende a far sottovalutare questi fenomeni che possono comunque generare onde estreme al largo capaci di

raggiungere la costa.

Questo studio, attraverso l'analisi dei depositi presenti lungo la fascia costiera compresa tra le località di San Vito Pugliese nella provincia di Taranto e Polignano-San Giovanni nella provincia di Bari, si pone l'obiettivo di valutare le caratteristiche e la genesi delle onde che hanno generato accumuli di blocchi lungo la costa.

2. ASPETTI GEOMORFOLOGICI DELLA FASCIA COSTIERA STUDIATA

Il paesaggio costiero pugliese è rappresentato per buona parte da coste rocciose degradanti, piane o convesse, corrispondenti a superfici versanti subaeree in sommersione a seguito della rimonta del mare olocenico (Mastronuzzi *et al.*, 1989; Mastronuzzi e Sansò, 2003). La loro pendenza varia da pochi gradi a circa la verticalità in funzione delle caratteristiche litostrutturali e geotecniche che ne definiscono l'altezza critica. Così, diversi tratti della costa studiata sono caratterizzati da una bassa e poco inclinata superficie intagliata sulle calcareniti dei terrazzi marini come a sud di Taranto, sulle calcareniti Plio-Pleistoceniche o, ancora su calcari mesozoici lungo la fascia costiera brindisina e fra Monopoli e Polignano (Bari). Più ripidi versanti con profilo convesso, il cui piede oggi è ben al disotto del livello del mare, sono riconoscibili fra Otranto e Santa Maria di Leuca.

Blocchi di grandi dimensioni sono presenti laddove il substrato roccioso locale, generalmente rappresentato da calcareniti, è segnato da maglie definite dall'intersezione di fratture subverticali e da superfici di stratificazione che definiscono blocchi



CAMBIAMENTI CLIMATICI E RISCHI GEOLOGICI IN PUGLIA

CASTELLO DI SANNICANDRO DI BARI - 30 Novembre 2007

poliedrici in posto, ma pronti allo sradicamento.

Lungo la fascia costiera studiata sono stati individuati i siti campione di: Baia d'Argento (Taranto), Torre Squillace (Lecce), Torre Santa Sabina (Brindisi), Polignano-San Giovanni (Bari) (Fig. 1).

Qui giacciono accumuli di grandi blocchi provenienti dalla fascia infralitorale ed adlitorale che marciano la fascia costiera con profili caratteristici a grande e a piccola scala. In località Saguerra (Taranto) la costa è modellata su un'unità biocalca-

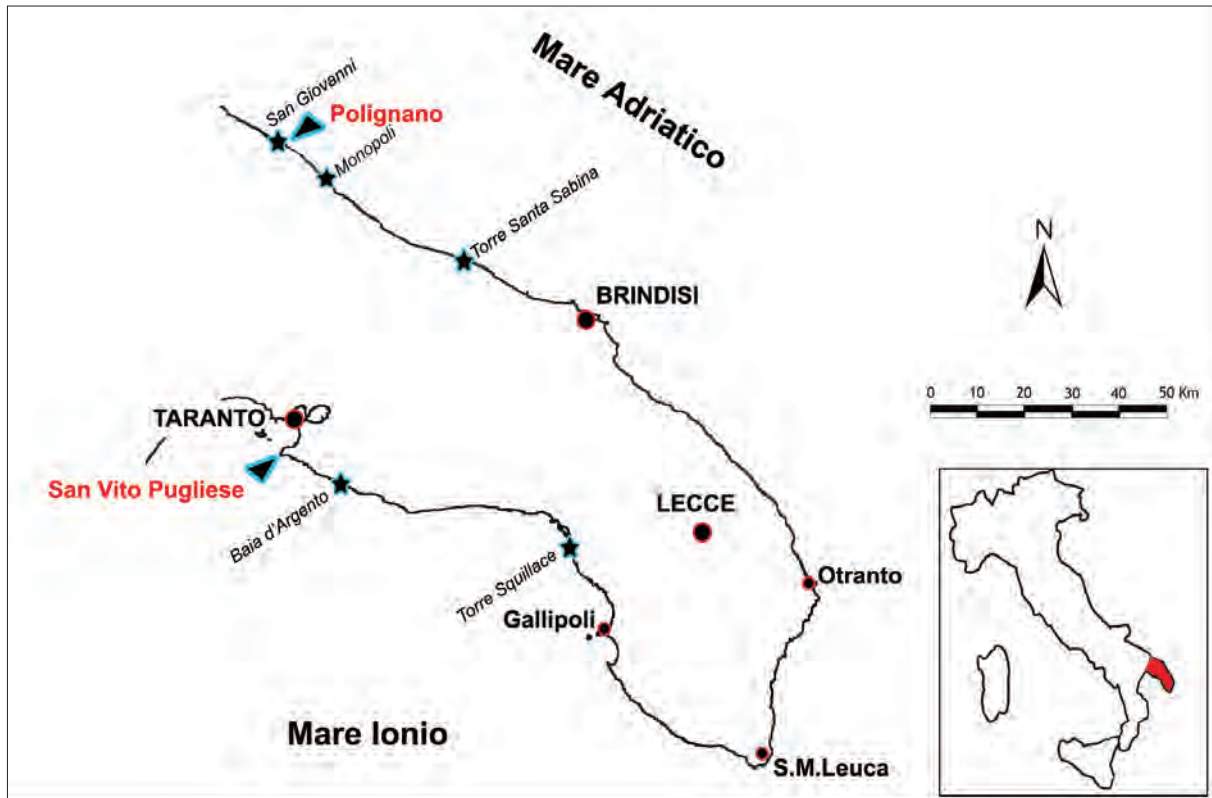


Figura 1 - Le località della fascia costiera pugliese comprese fra San Vito (Ta) e Polignano (Ba) che presentano evidenze morfologiche dell'impatto di ondate eccezionali



Figura 2 - Depositi di blocchi nella Puglia Meridionale: a) La berma di blocchi di Baia d'Argento (Ta); b) Un blocco isolato del peso di circa 70 tonnellate e diviso in quattro parti in località Torre Squillace (Lecce); c) Un campo di blocchi rimaneggiato da una tempesta avvenuta in data 03/01/2002 in località Torre Santa Sabina (Br); d) Un campo di blocchi spesso embriicati in località Polignano-San Giovanni (Ba)



rentica Tirreniana, trasgressiva sulle argille subappennine (Mastronuzzi e Sansò, 2003). Qui la Baia d'Argento è limitata verso sud da un promontorio la cui altezza massima è di 11 m s.l.m.; esso con una inclinazione media di 7-8° raggiunge la linea di riva dopo aver individuato un gradino disposti alla quota 5 m s.l.m., sul quale poggiano una serie di 70 blocchi dal peso sino a 37 tonnellate a formare una berma continua lateralmente per circa 400 m (Figura 2a) (Pignatelli, 2007).

A sud di Porto Cesareo (Lecce), in località Torre Squillace, la costa rocciosa modellata nella stessa biocalcarenite, leggermente inclinata, conserva un campo di 43 blocchi; il blocco più grande, frammentato in quattro parti nel momento dell'accumulo, ha un peso stimato di circa 70 tonnellate (Mastronuzzi e Sansò, 2000) (Fig. 2b).

Un accumulo di 80 blocchi, spesso embriciati, è individuabile sul promontorio di Torre Santa Sabina (Brindisi) modellato nelle calcareniti stratificate Plio-Pleistoceniche in cui è evidente un sistema di lunghe fratture sub-parallele; il blocco più pesante è stimato in 8 tonnellate (Mastronuzzi e Sansò, 2004) (Fig. 2c).

Il litorale fra Polignano e Monopoli nella provincia di Bari è caratterizzato dall'affioramento delle Calcareniti di Gravina in trasgressione sul Calcare di Bari. In località San Giovanni sono circa 120 blocchi, talvolta embriciati e disposti a formare accumuli in fila in corrispondenza di piccole insenature; il peso massimo stimato è di 23 tonnellate (Fig. 2d) (Pignatelli, 2007).

3. CARATTERI ONDAMETRICI DEI MARI PUGLIESI

Uno studio analitico dei dati delle stazioni ondamiche della RON – Rete Ondametrica Nazionale relativo al periodo 1990-2006 ha consentito di dedurre importanti informazioni sulle principali mareggiate che hanno colpito la costa studiata e di cui si ha riscontro nelle testimonianze delle cronache

locali e nei rilievi sul terreno.

In Adriatico le ondatazioni più intense sono state registrate con venti provenienti dai quadranti settentrionali. A Torre Santa Sabina (Brindisi), due mareggiate avvenute nei primi giorni del 2002 e del 2003 con venti provenienti da NE, hanno prodotto lo spostamento netto in superficie per 20 m di un blocco di calcarenite del peso di 1.4 t divelto dalla fascia intertidale (Mastronuzzi e Sansò, 2004). I dati ondometrici registrati dalla boa di Monopoli della RON – Rete Ondametrica Nazionale hanno permesso di misurare per l'Adriatico meridionale altezze d'onda massime al largo di 5.2 m, periodo 10 sec. e una profondità di chiusura di $p_c = 6.05$ m (Arena, 1999) (Tab. 1). Sempre per la boa di Monopoli è stato stimato che la massima onda con periodo di ritorno di 50 anni può essere caratterizzata al largo da altezza di 5.86 m (Tab. 1).

Nello Ionio le ondatazioni maggiori provengono da venti dei quadranti meridionali.

I dati ondometrici registrati dalla boa di Crotona della RON – Rete Ondametrica Nazionale hanno permesso di stimare per lo Ionio settentrionale altezze d'onda massime al largo di 6.2 m, periodo 11.1 sec. e una profondità di chiusura di $p_c = 7.28$ m (Arena, 1999) (Tab. 2). Come per le onde di mareggiata sono stati misurati valori di altezza d'onda più alti rispetto alla boa di Monopoli, così anche per periodi di ritorno di 50 anni sono state stimate onde di altezza maggiore sino a 7.01 m (Tabella 2).

4. CARATTERISTICHE DELLE PALEO-ONDAZIONI

La disponibilità dei dati ondometrici per l'Adriatico meridionale e per lo Ionio settentrionale oltre che quella dei caratteri morfometrici dei blocchi presenti nei siti indicati consente di fare alcune considerazioni idrodinamiche partendo dalle equazioni di Nott (2003). Queste descrivono la dinamica delle ondatazioni estreme, quelle dovute a mareggiata e quelle connesse a tsunami, rispetto a blocchi poliedrici di

Ondametro direzionale di Monopoli				
Coordinate della stazione di misura: 40°58'30" N - 17°22'36" E	T_R (anni)	1	20	50
Periodo di registrazione: 01/07/1989 - 31/12/2001	H_{s0} (m)	3.79	5.38	5.86
Rendimento medio nel periodo di registrazione: 93.5%	$T_p^{(3)}$ (s)	8.87	10.57	11.03
Profondità di chiusura: $p_c = 6.05$ m	$T_m^{(4)}$ (s)	7.44	8.86	9.25
Altezza massima registrata il 14/01/1995: $H_{s0} = 5.2$ m $T_p = 10.0$ s $\alpha = 61^\circ$ N				

Tabella 1 - Alcuni parametri relativi alla massima onda di tempesta registrata dall'ondametro di Monopoli nel periodo 1989-2001; A sinistra i valori relativi alla distribuzione di Gumbel con tempi di ritorno di 1, 20 e 50 anni ottenuta inserendo i parametri significativi delle mareggiate più intense registrate all'ondametro di Monopoli (Arena, 1999)



Ondametro direzionale di Crotona					
Coordi nate della stazione di misura:	39°01'06" N - 17°13'12" E	T_R (anni)	1	20	50
Periodo di registrazione:	01/07/1989 - 31/12/2001	H_{50} (m)	4.37	6.39	7.01
Rendimento medio nel periodo di registrazione:	93.2%	$T_p^{(3)}$ (s)	10.01	12.11	12.68
Profondità di chiusura: $p_c = 7.28$ m		$T_m^{(4)}$ (s)	8.24	9.96	10.43
Altezza massima registrata il 14/02/1994: $H_{50} = 6.2$ m $T_p = 11.1$ s $\alpha = 135^\circ$ N					

Tabella 2 - Alcuni parametri relativi alla massima onda di tempesta registrata dall'ondametro di Crotona nel periodo 1989-2001; A sinistra i valori relativi alla distribuzione di Gumbel con tempi di ritorno di 1, 20 e 50 anni ottenuta inserendo i parametri significativi delle mareggiate più intense registrate all'ondametro di Crotona (Arena, 1999)

grandi dimensioni. In esse sono messe in relazione i caratteri morfologici e litologici dei blocchi (\mathbf{a} = l'asse maggiore, \mathbf{b} = l'asse medio, \mathbf{c} = l'asse minore e densità) con i quattro tipi di forze: la forza di trascinamento (*drag force*), la forza di sollevamento (*lift force*), la forza di inerzia e la forza di resistenza.

Il trascinamento è generato dalla differenza in velocità fra un blocco e il fluido che lo circonda; esso è pertanto un vettore velocità, avente modulo e direzione che agiscono in direzione opposta alla direzione del fluido (Hoerner, 1965). Per questo motivo, supponendo un blocco poggiato sulla faccia a-b la forza di trascinamento si oppone al flusso con un vettore che parte dalla faccia a-c.

Il sollevamento, invece, si oppone direttamente al peso di un corpo (blocco di calcarenite) e lo mantiene sospeso nell'aria. Poichè il sollevamento è una forza, esso è un vettore quantità che ha sia un modulo che una direzione associata ad essa. La forza di sollevamento agisce sul centro di pressione del blocco ed è perpendicolare alla direzione del flusso faccia a-b dell'ipotetico blocco con forma a parallelepipedo (Hoerner e Borst, 1975).

La forza di resistenza consiste del peso sommerso del blocco, includendo anche l'effetto di galleggiamento. La forza di inerzia agisce in caso di strisciamento del blocco sulla superficie del corpo roccioso. Pertanto, la forza di inerzia non è considerata importante se non dopo il primo secondo dopo l'impatto (Noji *et al.*, 1985). Le forze sopra descritte possono essere espresse come:

$$F_D \text{ (drag force moment)} = [0.5 \cdot \rho_w \cdot C_D \cdot (a \cdot c) \cdot v^2] \cdot c/2 \quad (1)$$

$$F_L \text{ (lift force moment)} = [0.5 \cdot \rho_w \cdot C_L \cdot (a \cdot b) \cdot v^2] \cdot b/2 \quad (2)$$

$$F_I \text{ (inertia force moment)} = \rho_w \cdot C_I \cdot (a \cdot b \cdot c) \cdot \ddot{u} \quad (3)$$

$$F_R \text{ (restraining force moment)} = (\rho_b - \rho_w) \cdot (a \cdot b \cdot c) \cdot g \cdot b/2 \quad (4)$$

dove ρ_w = densità dell'acqua 1.02 g/mL, ρ_b = densità dei blocchi (2,30 g/cm³ in media), C_D = coefficiente di drag = 2 che dipende dalla forma

(Helley, 1969), C_L = coefficiente di lift = 0.178 (Einstein e El Samni, 1949), C_I = coefficiente di inerzia = 2 da dati sperimentali (Noji *et al.*, 1985), g = costante gravitazionale, \ddot{u} = accelerazione istantanea dell'onda pari a 1 m/s (Nott, 2003), v = velocità dell'onda.

Il momento di una forza è la misura della "rotabilità" di un corpo ed il suo valore è proporzionale all'asse attorno al quale esso ruota. Nelle equazioni di Nott vengono calcolati i momenti delle forze in quanto si suppone che il blocco, successivamente all'impatto, ruoti (parzialmente o completamente) intorno ad un asse predefinito. Lo spostamento del blocco colpito dall'onda può essere relativamente "semplice" cioè secondo una direzione principale, oppure potrebbero verificarsi casi in cui il blocco, prima di fermarsi, può ruotare più volte intorno all'asse predefinito.

Le condizioni ambientali iniziali in cui un blocco può trovarsi al momento dell'impatto dell'onda sono: i - parzialmente e/o completamente distaccato dal substrato roccioso (*joint bounded scenario*); ii - completamente distaccato ma sommerso (*submerged scenario*); iii - completamente distaccato ma in posizione sub-aerea (*sub-aerial scenario*) (Nott, 2003).

Nei casi studiati i blocchi provengono dalla fascia intertidale/adlitorale pertanto sono state utilizzate le equazioni idrodinamiche del primo scenario. Così, per iniziare il trasporto di un blocco nello scenario *joint bounded*, cioè parzialmente o completamente disarticolato dal bordo della falesia è necessario che:

$$F_L \geq F_R \quad (5)$$

Incorporando la relazione 2 e 4 nell'equazione 5, avremo:

$$[0.5 \cdot \rho_w \cdot C_L \cdot (a \cdot b) \cdot v^2] \cdot b/2 \geq (\rho_b - \rho_w) \cdot (a \cdot b \cdot c) \cdot g \cdot b/2$$

Risolviendo per v^2 e semplificando, otteniamo:

$$v^2 = [(\rho_b - \rho_w) \cdot c \cdot g] / 0.5 \cdot \rho_w \cdot C_L;$$

Occorre a questo punto introdurre un nuovo parametro, l'altezza dell'onda alla linea di costa H , che



in relazione con la velocità dell'onda (Fukui *et al.*, 1963) è pari a:

$$v^2 = \delta \cdot g \cdot H \quad (6)$$

dove δ è una costante che differisce in base al tipo di onda descritto e deriva dalla seguente relazione:

$$\delta = 1/[2 \cdot (1-\eta)]^{0.5}$$

in cui η rappresenta il fattore di frizione determinato empiricamente (Fukui *et al.*, 1963). Nel caso di uno tsunami $\delta = 4$ ed $H=H_T$, mentre nel caso di una mareggiata eccezionale (sea storm) $\delta = 1$ ed $H=H_S$ perciò la formula 6 diventa:

$$v^2 = 4 \cdot g \cdot H_T \quad (7)$$

$$v^2 = g \cdot H_S \quad (8)$$

a questo punto è possibile ottenere l'espressione per il calcolo dell'altezza H_T , per un'onda di tsunami, si ha pertanto:

$$H_T = [0.5 \cdot c \cdot (Q_b - Q_w / Q_w)] / C_L \quad (9)$$

Mentre per un'onda di mareggiata con $v^2 = g \cdot H_S$, si ha:

$$H_S = [2 \cdot c \cdot (Q_b - Q_w / Q_w)] / C_L \quad (10)$$

Le altezze d'onda stimate, fanno riferimento al momento in cui una mareggiata eccezionale e/o uno tsunami impattano con un blocco, generalmente nelle immediate vicinanze della linea di costa. In funzione di tale equazione sono stati effettuate le stime delle onde, di mareggiata o di tsunami, minime necessarie a spostare blocchi di dimensioni anomali lungo costa.

5. DISCUSSIONI

In tutti i casi studiati e brevemente descritti nel testo i corpi rocciosi affioranti lungo costa ed esposti alle ondate mostrano assetto litostrutturale caratterizzato dalle superfici di discontinuità verticali (fratture) ed orizzontali (superfici di strato o contatti stratigrafici) che nel loro insieme individuano blocchi distaccati, ma non dislocati. Su di essi agiscono in maniera completamente differente le mareggiate dovute ad eventi meteorologici estremi caratterizzate da ondate con alta frequenza e più bassa energia rispetto a quelle di tsunami, limitate a pochi eventi ma molto energetici (Fig. 3a,b). Pur essendo possibili fenomeni di convergenza morfologica come per esempio quello dell'accumulo di blocchi in allineamenti, già addebitati esclusivamente a tsunami (cfr. Bryant, 2001), ciò comporta una dinamica morfologica completamente differente. Infatti,

durante una mareggiata i blocchi hanno più occasione di essere spostati; parziali spostamenti indotti da un'onda possono essere completati da quella immediatamente successiva. Non è poi escluso che a distanza di anni una mareggiata dalle caratteristiche simili possa rimaneggiare i blocchi già spostati (Mastronuzzi e Sansò, 2004). Nel caso di uno tsunami il numero limitato di onde abbassa significativamente la possibilità che si possa verificare il posizionamento dello stesso blocco in più fasi. Studi recenti indicano, anzi, che con uno tsunami spesso i blocchi sono disposti in posizioni instabili (Mastronuzzi *et al.*, 2007). Ciò perché con essi i blocchi "surfano" sulla cresta dell'onda finché l'energia che li tiene in carico non viene dissipata sotto la soglia di competenza durante la propagazione nell'entroterra. Ovviamente anche in questo caso è possibile che eventi successivi possano rimuovere e ridistribuire accumuli precedenti. Inoltre i paleo depositi possono essere di tipo misto cioè contenere al loro interno blocchi derivanti da impatti dovuti sia di mareggiate che di tsunami (Mastronuzzi e Sansò, 2004).

Da quanto detto è intuibile che un'onda di mareggiata, pur connessa ad un evento meteorologico, eccezionale, ha energia estremamente più bassa di quella di uno tsunami. Inoltre, non è possibile considerarla isolata e singolarmente, ma lo si deve fare nel contesto di un evento meteorologico e ancora in relazione alla morfografia del fondale. Nonostante questo è opinione diffusa che onde di 3-5 m non siano in grado di spostare dall'ambiente infralitorale a quello ad litorale blocchi di 20 t anche in mari come quelli caraibici in cui al limite i forti venti si limitano a ribaltare o spostare blocchi già sradicati dai fondali ed accumulati in superficie (Kellat, 2005). Inoltre l'analisi dei dati delle stazioni ondometriche di Monopoli e di Crotona e il loro trattamento statistico evidenzia che fenomeni di ondate caratterizzati da onde al largo di più di 5 m per l'Adriatico e di più di 6 m per lo Ionio sono eccezionali e con ricorrenza, teorica, di 50 anni (Arena, 1999). Queste onde in considerazione della loro idrodinamica lungo costa sarebbero in grado di spostare blocchi al massimo delle dimensioni di 1.4 t lungo le coste dell'Adriatico e di circa 1.9 t lungo quelle dello Ionio (Tab. 3). È altresì vero che lungo la costa studiata singoli blocchi eccedono tali dimensioni; nella maggior parte dei casi essi mostrano caratteri sedimentologici che ne evidenziano l'impilamento instabile o la fratturazione in più pezzi a causa della deposizione immediata. Questi caratteri, nel loro insieme, suggeriscono una deposizione condizionata da un numero basso di onde ad

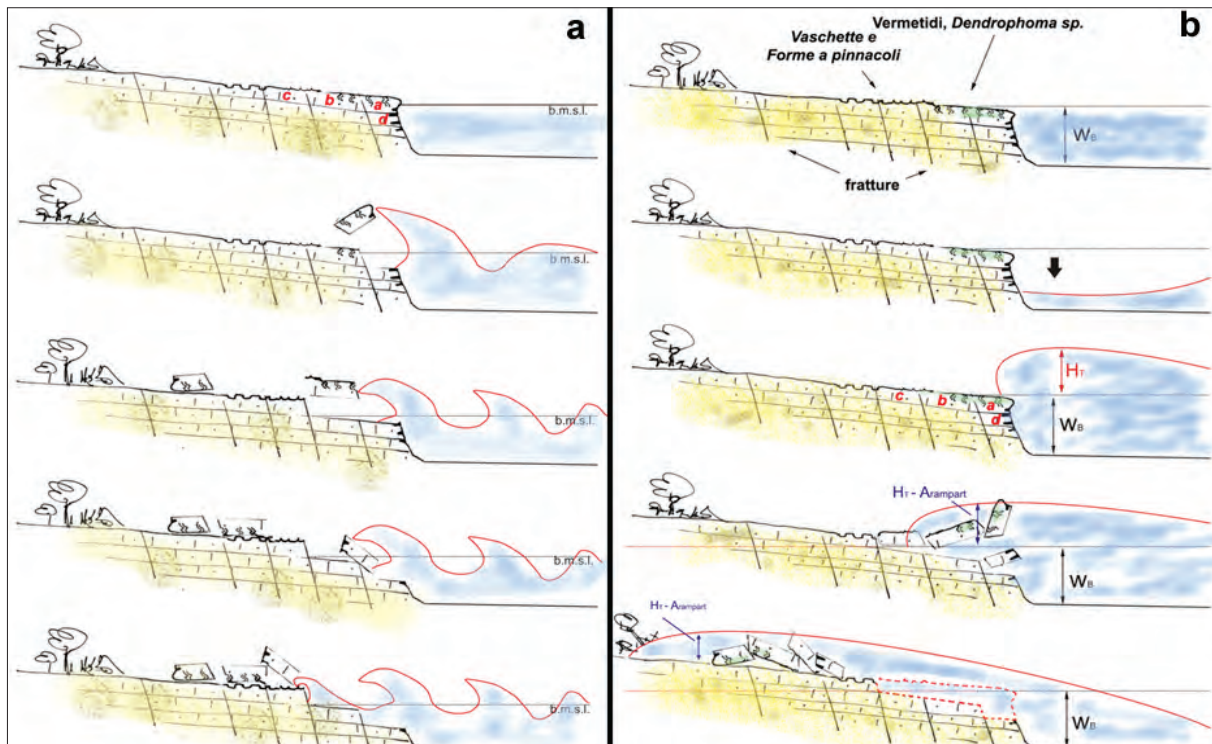


Figura 3 - Fasi successive che portano alla formazione di un deposito di blocchi con caratteristiche morfologiche simili, da parte di: a) mareggiate; b) tsunami

Baia d'Argento	Boulder	a-axis (m)	b-axis (m)	c-axis (m)	Weight (t)	Storm Wave height (m)	Tsunami height (m)
$\rho_s = 2,2 \text{ g/cm}^3$	BA01	3,00	1,10	0,70	4,967	19,55	4,89
	BA02	4,10	3,30	0,90	26,181	26,72	6,68
	BA04	3,30	1,63	0,87	10,061	21,51	5,38
	BA16	3,40	1,60	1,07	12,515	22,16	5,54
	BA35	3,70	3,10	1,20	29,593	24,11	6,03
	BA43	1,25	1,15	0,70	2,163	8,15	2,04
	BA55	1,10	1,00	0,80	1,892	6,12	1,79
	BA72	1,40	1,10	0,70	2,318	9,12	2,28
Torre Squillace	Boulder	a-axis (m)	b-axis (m)	c-axis (m)	Weight (t)	Storm Wave height (m)	Tsunami height (m)
$\rho_s = 2,32 \text{ g/cm}^3$	SQ01	4,00	1,70	1,10	17,578	28,54	7,13
	SQ03	1,00	0,80	0,30	0,564	7,13	1,78
	SQ10-13	6,65	2,70	1,90	80,169	47,45	11,86
	SQ15	1,00	0,85	0,23	0,459	7,13	1,78
	SQ21	3,00	1,60	1,40	15,792	21,40	5,35
	SQ33	2,10	0,70	0,60	2,073	14,98	3,75
	SQ34	0,90	0,65	0,55	0,756	6,42	1,61
	SQ35	1,10	0,80	0,60	1,241	7,85	1,96
Torre Santa Sabina	Boulder	a-axis (m)	b-axis (m)	c-axis (m)	Weight (t)	Storm Wave height (m)	Tsunami height (m)
$\rho_s = 2,36 \text{ g/cm}^3$	SS01	1,40	1,20	0,55	2,153	10,30	2,58
	SS02	1,10	0,75	0,16	0,308	4,08	1,02
	SS04	2,80	2,20	0,70	10,047	20,61	5,15
	SS05	2,90	2,70	0,85	15,507	21,34	5,34
	SS07	4,10	2,30	1,10	24,169	30,17	7,54
	SS08	3,80	3,20	0,90	25,500	27,97	6,99
	SS09	4,00	2,00	0,70	13,048	29,44	7,36
	SS10	4,30	3,20	0,50	16,030	31,65	7,91
Polignano	Boulder	a-axis (m)	b-axis (m)	c-axis (m)	Weight (t)	Storm Wave height (m)	Tsunami height (m)
$\rho_s = 2,65 \text{ g/cm}^3$	PO084	0,90	2,20	2,00	9,702	8,33	2,08
	PO089	1,10	0,70	0,70	1,428	5,01	0,98
	PO098	1,70	1,30	1,10	5,956	15,73	3,93
	PO115	1,40	1,10	1,00	3,773	12,95	3,24
	PO077	0,45	0,35	0,30	0,116	2,16	0,12
	PO120	1,60	1,50	1,50	8,820	14,80	3,70
	PO204	1,70	1,50	1,10	6,872	15,73	3,93
	PO234	1,50	1,50	2,00	11,025	13,88	3,47

Tabella 3 - Stima delle altezze d'onda per mareggiate e tsunami lungo la fascia costiera studiata in funzione delle dimensioni e del peso dei blocchi



ID Hurricane	Storm Beg	Storm End	Region crossed	References	Type of extreme events
820124	23/01 00:00	26/01 21:30	Greece, Sicily, Tunisia	Billing et al., 1983	Tropical-like cyclones
890810	08/10	08/10	Balearic Island, Central Italy	Rabinovic and Monserrat, 1999	Meteotsunami
950116	13/01 00:00	19/01 20:00	Northern Africa, Western Greece, Adriatic Sea	Emanuel, 2005	Tropical-like cyclones
960912	11/09 21:00	13/09 02:30	Balearic Island, Sardinia	Lagouvardos et al., 1999	Tropical-like cyclones
961007	06/10 03:30	11/10 03:00	Balearic Island, Sardinia, Greece	Fita et al., 2007	Tropical-like cyclones
990327	26/03 02:00	27/03 19:30	Spain, Southern France, Northern Italy	Meneguzzo et al., 2000	Tropical-like cyclones
030527	25/05 12:00	26/05 04:30	Marocco, Corsica, Southern France	Monserrat, 1999	Tropical-like cyclones
031018	17/10 00:00	19/10 04:00	South-Eastern Spain, Sardinia, Central Italy	Fita et al., 2007	Tropical-like cyclones
051027	25/10 20:30	29/10 14:30	Gulf of Sirte, Malta, Southern Italy	Fita et al., 2007	Tropical-like cyclones
051215	13/10 05:00	16/12 12:15	Tunisia, Crete, Southern Italy, Syria	Fita et al., 2007	Tropical-like cyclones
060926	24/03 22:00	26/03 20:00	Tunisia, South-Eastern Italy	Moscattello et al., 2007	Tropical-like cyclones

Tabella 4 - Eventi meteorologici estremi che si sono verificati nel Mediterraneo negli ultimi 25 anni (da Gianfreda et al., 2005)

alta energia, riferibili quindi a tsunami (Mastronuzzi e Sansò, 2000; 2004; Mastronuzzi et al., 2006).

Peraltro in tempi recenti si è assistito ad un significativo aumento del numero dei casi meteorologici estremi; esso è evidenziato dall'aumento della ricorrenza di cicloni di tipo tropicale (Tabella 4) ma anche più semplicemente dall'aumento dei casi di burrasca registrati nelle stazioni della Puglia meridionale (Mastronuzzi et al., 2006).

La presenza di blocchi lungo costa assume quindi importanza nell'individuazione dell'impatto e della ricostruzione della successione di casi di ondatazioni eccezionali e di eventi meteorologici estremi. Alcuni caratteri dei blocchi – posizione, numero e peso dei singoli blocchi, forma e dimensioni dell'accumulo – sembrano suggerirne l'attribuzione a tsunami. In contrapposizione però singoli blocchi, o accumuli numericamente consistenti ma di più piccole dimensioni sono attribuibili a mareggiate eccezionali. Tale carattere qualitativo è di estrema importanza in un periodo di apparente variazione dei regimi meteorologici caratterizzanti il Mediterraneo. L'apparente aumento degli eventi estremi di tipo circa tropicale – da verificare nel tempo – aumenta la possibilità che mareggiate estreme possano interessare le aree costiere del Mediterraneo e quelle della Puglia meridionale coinvolgendo anche elementi antropici. Recenti osservazioni in tempo reale confermano che blocchi di dimensioni notevoli riescono ad essere spostati solo da mareggiate eccezionali come quelle manifestatesi lungo la costa Brindisina fra il gennaio del 2002 e del 2004 (Mastronuzzi et al., 2004). E' altresì vero d'altronde che in questa dinamica sono coinvolte anche strutture antropiche realizzate adottando parametri di sicurezza che considerano queste ricorrenze centenarie. E' recente il caso delle strutture portuali di Torre a Mare (Bari); qui il muro in blocchi di calcestrutto del molo di levante – ognuno del peso di 22 t – è stato divelto e traslato di circa 1 m in occasione dell'impatto della mareggiata del 23 dicembre 2003 caratterizzata da onde al largo di 4.5 m (Piscitelli, 2008).

6. CONCLUSIONI

La fascia costiera della Puglia Meridionale mostra numerosi accumuli di blocchi di dimensioni che eccedono la tonnellata, disposti in campi caotici o organizzati in berme; essi possono essere considerati un potenziale indicatore dell'impatto di ondatazioni estreme se sono bene conosciuti i caratteri meteo marini locali, la locale topografia, l'assetto litostrutturale delle unità affioranti lungo costa, i caratteri litologici dei blocchi che fanno parte del deposito.

In queste pagine, sono state riassunte le elaborazioni delle equazioni idrodinamiche di Nott (2003), applicate ai singoli blocchi presenti nei depositi; con esse è stato possibile stimare le caratteristiche delle paleo-ondatazioni lungo costa. Poiché le equazioni dipendono dalle dimensioni dei blocchi è stato possibile individuare la soglia limite che permette di differenziare, limitatamente al clima meteo marino pugliese, i blocchi accumulati da mareggiata dai blocchi accumulati da tsunami. Le elaborazioni effettuate permettono di stimare che le mareggiate eccezionali possono muovere blocchi fino a circa 1,4 tonnellate nel Mar Adriatico e fino a circa 1,9 tonnellate nello Ionio.

In tale ottica, considerando l'aumento delle ondatazioni eccezionali ormai riconosciuto negli ultimi decenni e la ricorrenza di eventi meteorologici circa tropicali, appare opportuno estendere le conclusioni che da tali studi emergono alla corretta gestione del territorio e della fascia costiera.

BIBLIOGRAFIA

- ARENA F. (1999) - *Il rischio ondoso nei mari italiani*. Ed. Bios. Cosenza, 136 pp.
- BILLING H., HAUFF I., TONN W. (1983) - *Evolution of a hurricane-like cyclone in the mediterranean*. Sea. Beitr. Phys. Atmos., 56, 508-510.
- BRYANT E.A. (2001) - *Tsunami: the underrated hazard*. Cambridge University Press, 320 pp., Cambridge.
- EINSTEIN H.A., EL SAMNI E.A (1949) - *Hydrodynamic forces on a rough wall*. Reviews of Modern Physics, 21-3, 520-524.
- EMANUEL K.A. (2005) - *Genesis and maintenance of "mediterranean hurricanes"*. Adv. In



geos., 2, 217–220.

FITA L., ROMERO R., LUQUE A., EMANUEL K., RAMIS C. (2007) - *Analysis of medicane environments using a tropical cloud model*. Natural Hazards Earth System Sciences, 7, 41-56.

FUKUI Y., NAKAMURA M., SHIRAIISHI H., SASAKI Y. (1963) - *Hydraulic study on tsunami*. Coastal engineering in Japan, 6, 67–82.

GIANFREDA F., MIGLIETTA M.M., SANSÒ P. (2005) - *Tornadoes in Southern Apulia*. Natural Hazards, 34, 71-89.

HELLEY E.J. (1969) - *Field measurement of the initiation of large bed particle motion in lue creek near klamath, California*. U.S. Geological Survey Professional Paper 562-g, 19.

HOERNER S.F. (1965) - *Fluid-dynamic drag*. Published by the Author, L.A. Hoerner, NJ, Midland Park.

HOERNER S.F., BORST H.V. (1975) - *Fluid-dynamic lift*. Published by L.A. Hoerner, NJ, Brick Town.

IPCC (2001) - *Climate change 2001: impacts, adaptation, and vulnerability. Contribution of working group ii to the third assessment report of the intergovernmental panel on climate change* [McCarthy J. J., Canziani O. F., Leary N. A., Dokken D. J., White K. S. (eds.)]. Cambridge University Press, U.K and USA, 1032 pp., Cambridge and New York.

KELLETAT D., SCHEFFERS A., SCHEFFERS S. (2005) - *Paleo-tsunami relics on the southern and central Antillean Island Arc (Grenada, St. Lucia and Guadalupe)*. – Journal of Coastal Research, 21 (2), 263-273.

LAGOUVARDOS K., KOTRONI V., NICKOVIC S., JOVIC D., KALLOS G. (1999) - *Observations and model simulations of a winter sub-synoptic vortex over the Central Mediterranean*. Meteorol. Appl., 6, 371–383.

MASTRONUZZI G., PIGNATELLI C., SANSÒ P. (2006) - *Boulder fields: a valuable morphological indicator of paleotsunami in the Mediterranean Sea*. Zeitschrift für Geomorphologie, NF Suppl.-bd. 146: 173-194.

MASTRONUZZI G., PIGNATELLI C., SANSÒ P., SELLERI G. (2007) - *Boulder accumulations produced by the 20th february 1743 tsunami along the coast of Southeastern Salento (Apulia Region, Italy)*. Marine Geology, 242, 191-205.

MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., RICCHETTI G. (1989) - *Aspetti della evoluzione olocenica della costa pugliese*. Memorie Società Geologica Italiana, 42, 287-300.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000) - *Boulder transport by catastrophic waves along the Ionian Coast of Apulia, Southern Italy*. Marine Geology, 170, 93–103.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (Eds.) (2003) - *Quaternary coastal morphology and sea level changes*. Field guide. Puglia 2003, final conference – Project IGCP 437 - UNESCO - IUGS, Otranto / Taranto - Puglia (Italy), 22-28 September 2003, GFS Coast – Gruppo Informale di Studi Costieri, Research Publication, 5, 184 pp., Brizio srl - Taranto.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2004) - *Large boulder accumulations by extreme waves along the Adriatic Coast of Southern Apulia (Italy)*. Quaternary International, 120, 173-184.

MENEGUZZO F., PASQUI M., MESSERI G., ROSSI M. (2000) - *High-resolution simulation of a deep mediterranean cyclone using rams model*. Land Surface Satellite Application Facility (Land-Saf) Document, Eumetsat.

MONSERRAT S., VILIBIÇ I., RABINOVICH A.B. (2006) - *Meteotsunamis: atmospherically induced destructive ocean waves in the tsunami frequency band*. Nat. Haz. Earth Syst. Sci., 6, 1035–1051.

MOSCATELLO A., MIGLIETTA M.M., ROTUNNO R. (2007) - *Observational Analysis of a Mediterranean “Hurricane” over South-Eastern Italy*. J. Atmos. Sci 44, 542–561.

NOJI M., IMAMURA N., SHUTO N. (1985) - *Numerical simulation of movement of large rocks transported by tsunamis*. Proceedings of the IUGG/IOC International Tsunami Symposium, Wakayama, Japan, pp. 189-197.

NOTT J.F. (2003) - *Waves, coastal boulders and the importance of the pre-transport setting*. Earth and Planetary Science Letters, 210, 269–276.

NRC NATIONAL RESEARCH COUNCIL (2002) - *Abrupt Climate Change: Inevitable Surprises*. Committee on abrupt climate change.

PIGNATELLI C. (2007) - *Valutazione del rischio geomorfologico da mareggiate eccezionali e tsunami lungo la fascia costiera da capo San Vito (Taranto) a Polignano (Bari)*. Tesi di Dottorato in Geomorfologia e Dinamica Ambientale, Università degli Studi di Bari.

PISCITELLI A. (2008) - *Valutazione del rischio di mareggiata e di tsunami lungo la fascia costiera di Bari*. Tesi di Laurea in Scienze Geologiche A.A 2007-2008.

RABINOVICH A. B., MONSERRAT S. (1999) - *Generation of meteorological tsunamis (large amplitude seiches) near the Balearic and Kuril Islands*. Nat. Hazards, 18(1), 27-55.