

Studi costieri

Dinamica e difesa dei litorali - Gestione integrata della fascia costiera

N. 4
2001



Studi costieri

Dinamica dei litorali - Gestione integrata della fascia costiera

Collana diretta da:

Enzo Pranzini

Dipartimento di Scienze della Terra

Via J. Nardi 2 - 50132 Firenze

Tel. 055 243486 - Fax 055 241595

E-mail epranzini@unifi.it

Comitato scientifico

Segreteria: **Pierluigi Aminti**

Dipartimento di Ingegneria civile

Via S. Marta 3 - 50139 Firenze

Tel. 055 4796224 - Fax 055 495333

E-mail aminti@dicea.unifi.it

Carlo Bartolini - Firenze
Edoardo Benassai - Napoli
Paolo Boccotti - Reggio Calabria
Antonio Brambati - Trieste
Leandro D'Alessandro - Chieti
Giuliano Fierro - Genova
Giovanni Battista La Monica - Roma
Alberto Lamberti - Bologna
Gianfranco Liberatore - Udine
Elvidio Lupia Palmieri - Roma

Giuseppe Matteotti - Padova
Alberto Noli - Roma
Arturo Ragone - Napoli
Giulio Scarsi - Genova
Umberto Simeoni - Ferrara
Sandro Stura - Genova
Ugo Tomasicchio - Bari
Adalberto Vallega - Genova
Marcello Zunica - Padova

Stampa

Lito Terrazzi s.r.l.

Via Guido Rossa, 9

Cascine del Riccio

50015 Impruneta (Firenze)

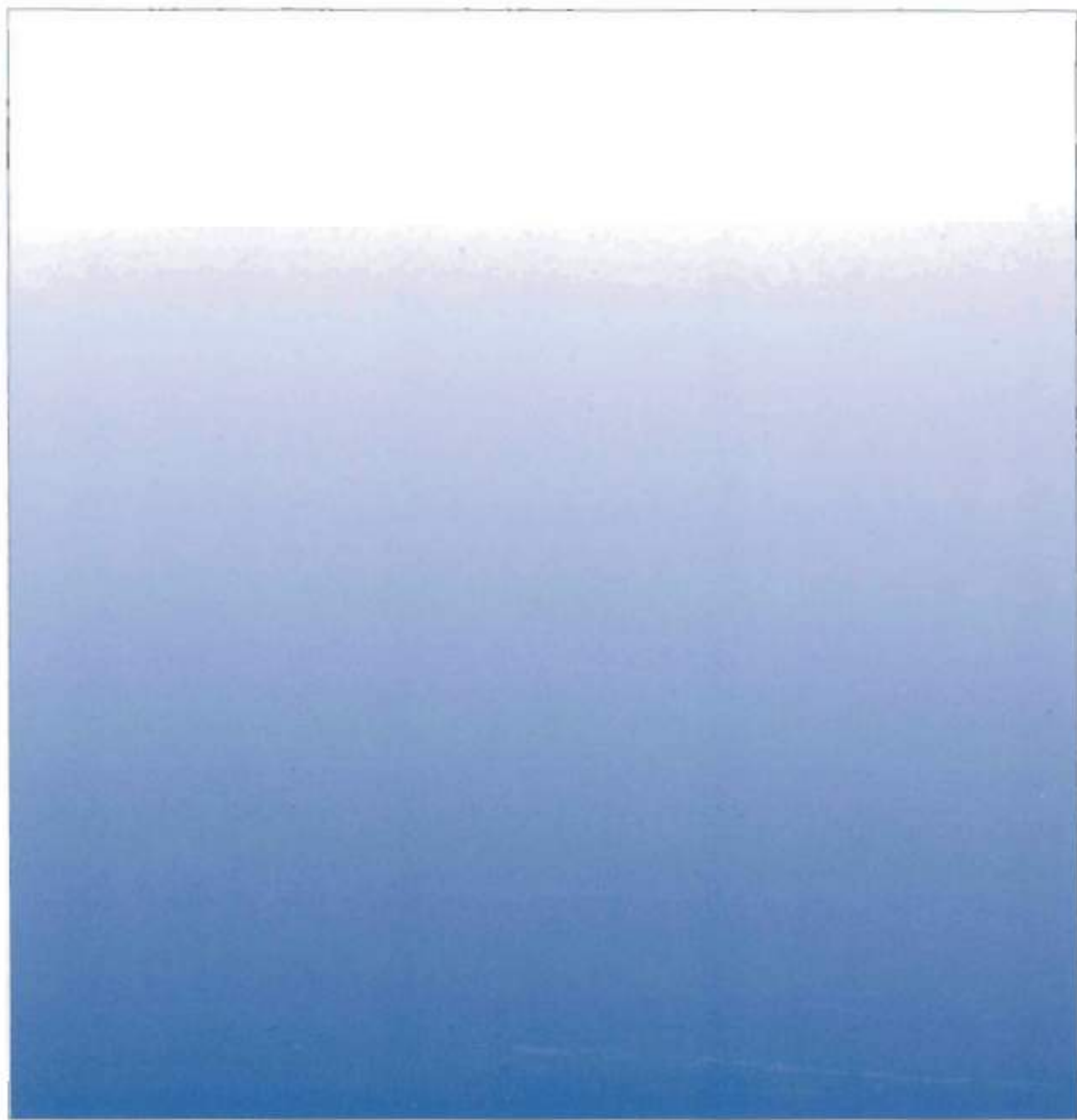
Studi costieri

Dinamica dei litorali - Gestione integrata della fascia costiera

Numero 4

Indice

Approccio semi-quantitativo alla dinamica delle coste rocciose: Parea campione fra Monopoli e Mola di Bari (Puglia Adriatica)	pag.	3-17
Maria Ilaria Maracchione, Giuseppe Mastronuzzi, Paolo Sansò, Amalia Sergio e Nicola Walsh		
Evoluzione morfologica della fascia costiera di Torre Canne (Puglia adriatica)	pag.	19-31
Giuseppe Mastronuzzi, Giovanni Palmentola e Paolo Sansò		
Nuovi dati cronostratigrafici sul sottosuolo della piana deltizia del Fiume Ombrone (Toscana Meridionale)	pag.	33-42
Piero Bellotti, Giorgio Belluomini, Luisa Bergamin, Maria Gabriella Carboni, Letizia Di Bella, Salvatore Improta, Polina Pavlovna Letunova, Luigia Manfra, Tatyana Gavrilovna Poryomkina, Publio Valeri, Pierluigi Vesica		
La componente eustatica nell'erosione del delta del Fiume Volturno: previsione per l'anno 2050	pag.	43-56
Pierluigi Aminti, Enzo Pranzini e Lorenzo Rossi		
Interazione di uno scarico termico con il moto ondoso: determinazione dei profili di velocità e di temperatura	pag.	57-82
Diego Vicinanza, Michele Di Natale, Caterina Eramo e Stefania Di Ronza		
Indici di qualità ambientale nella gestione integrata della fascia costiera	pag.	83-98
Leonardo Marotta e Diego Vicinanza		
Influenza del moto ondoso e del vento sul deflusso a mare di corsi d'acqua	pag.	99-117
Valerio Milano, Stefano Pagliara e Dania Dazzini		
Morfologia e dinamica dei sedimenti del litorale della Toscana settentrionale	pag.	119-156
Luigi E. Cipriani, Serena Ferri, Pierluigi Iannotta, Francesca Paolieri ed Enzo Pranzini		
Tesi di Laurea	pag.	157-164
MEDCOAST's Hammamet declaration	pag.	165-166
Norme per gli Autori	pag.	167-168



ISSN 1129-8588

Approccio semi-quantitativo alla dinamica delle coste rocciose: l'area campione fra Monopoli e Mola di Bari (Puglia Adriatica)

Maria Ilaria Maracchione¹, Giuseppe Mastronuzzi¹, Paolo Sansò²,
Amalia Sergio¹ e Nicola Walsh¹

¹ Dipartimento di Geologia e Geofisica, Università degli Studi, Via E. Orabona 4, 70125 Bari, Italia.
g.mastrozz@geo.uniba.it

² Dipartimento di Scienze dei Materiali, Università degli Studi, Via per Aradeo, 73100 Lecce, Italia.

Riassunto

Il tratto di costa compreso tra Monopoli e Mola di Bari presenta numerosi aspetti litologici, morfologici ed evolutivi rappresentativi delle coste rocciose della Puglia adriatica. Qui i processi morfogenetici, pur sempre condizionati dalle caratteristiche dei calcari e delle calcareniti in affioramento, dalla configurazione preesistente e dall'esposizione al moto ondoso, producono forme e, soprattutto, associazioni di forme ricorrenti. Localmente, infatti, la fascia costiera è caratterizzata da forme del VII e VIII ordine (Tricart, 1965). Mediante la misura e la correlazione dell'altezza e della pendenza della superficie versante sono stati individuati e classificati quattro principali tipi di costa.

La situazione morfologica pregressa e l'evoluzione subattuale ed attuale - la costa rocciosa evolve soprattutto mediante ribaltamenti e crolli - hanno prodotto una configurazione con valori elevati dell'Indice di Frastagliatura e della Frequenza di Frastagliatura. Questi valori rivelano anche la presenza di numerosi tratti instabili e, complessivamente, un basso grado di equilibrio fra i fattori aggressivi e quelli resistenti. L'antropizzazione, sempre più intensa nel tratto considerato, può essere considerata ancora trascurabile nella valutazione della stabilità delle coste rocciose.

Parole chiave: coste rocciose, morfologia costiera, dinamica costiera, Puglia.

Abstract

Semi-quantitative approach to rocky coast dynamics between Monopoli and Mola di Bari (Adriatic Apulia).

The studied coastal tract is a part of the Murge's eastern border, an emerged area of the Apulian foreland. The area is made of Cretaceous layered limestones belonging to the "Gruppo dei Calcari delle Murge", overlaid at first by transgressive calcarenites of Upper Pliocene - Lower Pleistocene, and then by thin, discontinuous marine and continental Quaternary deposits. The landscape of the Apulian coastal area is represented by a flight of steps of marine terraces, gently sloping towards NE and stretching from 150 m a.s.l. down to the present sea level. The terraces are joined by small scarps and they are dissected by small creeks, locally named "lame".

This study focuses on the lowest marine terrace, which is joined to the present sea level through a steep slope which is vertical along those tracts whose evolution is due to rockfalls induced by wave undercutting. Microforms of VI, VII and VIII magnitude of Tricart scale (1965) have been recognised on this slope; these forms are arranged in groups, (morphotypes), which differ in function of their distance from the shoreline.

The height of the coast (H), referred to the different cliff slope (i) allows the identification of four main types of coastal transverse profiles; the distance from the shoreline to the limit of the chemical-mechanical action of waves (L) is correlated with the height of the coast (H), which supplies information about the intensity of marine abrasion which results

to be mainly dependent on attitude more than on coast height (H). The different position of the coastal types within the H/L and H/L/H diagrams allows the definition of environmental dynamics of the studied coast.

Finally, the physical and mechanical properties of rocks which compose the studied coastal tract have been determined. This last set of data justifies the occurrence of the detected forms and the mechanism of coastal retreat responsible for the coastal evolution.

The geomorphological, structural and coastal dynamics data have been reported in a schematic chart which clearly shows the relationships between rock properties and coastal evolutionary trend.

Key words: rocky coast, coastal morphology, coastal dynamic, Apulia.

Premessa

Le coste rocciose sono considerate, in genere, come forme conservative nel paesaggio costiero. In questo senso esse sono considerate inattaccabili dagli eventi morfodinamici normali tanto che è opinione diffusa considerarle a rischio solo per innalzamento del livello del mare o per crolli. Questi, pur reali, non rappresentano l'unico fattore di pericolosità e conseguentemente di rischio; studi recenti mettono sempre più in luce altri fattori di pericolosità legati alla dinamica delle masse fluide: le tempeste a lungo periodo di ritorno e gli tsunami (Antonopoulos, 1979; Mörner, 1996a e b; Tinti e Maramai, 1996; Pirazzoli e Tomasin, 1999; Mastronuzzi e Sansò, 2000).

Ai fini della gestione degli spazi costieri le coste rocciose sono considerate una sorta di eredità scomoda, poco sfruttabile per scopi economico-turistici. In altri casi esse, almeno in tempi precedenti l'emanazione della Legge Galasso (L. n. 431/85), sono state considerate in ragione della loro lenta dinamica, quali aree ideali per la realizzazione di complessi insediativi o produttivi e/o delle strutture ad esse servili. La loro occupazione si esplica in genere attraverso due profonde modificazioni delle caratteristiche del paesaggio: cementificazione e/o realizzazione a mare di opere di protezione. Tali interventi spesso producono effetti connessi in aree ben lontane dal paraggio in cui essi sono stati realizzati. In funzione della concentrazione lungo le coste rocciose di buona parte degli insediamenti umani produttivi diviene necessario studiarne il comportamento a breve periodo, definirne i fattori che ne determinano la dinamica e individuare le relazioni fra questi e i sedimenti mobili.

Il paraggio di seguito descritto per le caratteristiche geomorfologiche è ben rappresentativo della costa del bordo orientale delle Murge (Fig. 1). Questa ha profondamente subito gli effetti conseguenti alla rimonta versiliana del livello del mare ed alla dinamica naturale; a queste si è sovrapposta, infine, l'azione antropica.

Il presente studio si propone di valutare la dinamica della costa attraverso l'analisi e l'interpretazione delle forme costiere riconosciute a varia scala, delle caratteristiche tecniche delle rocce in cui le coste sono modellate, dell'intensità dell'azione meteomarina.

Inquadramento geologico e morfologico

La costa tra Monopoli e Mola di Bari è modellata sui calcari cretacei e sui depositi calcarenitici di età plio-pleistocenica (Azzaroli e Valduga, 1967; D'Alessandro e Iannone, 1983). Dal punto di vista morfologico, la regione costiera pugliese adriatica è costituita da una successione di superfici subpianeggianti allungate circa parallelamente alla linea di riva e disposte a gradinata, dalla quota 150 m circa fino al livello del mare (Di Geronimo, 1970; Ciaranfi et al., 1988). Tali superfici, raccordate da scarpate, sono incise a luoghi da una rete idrografica, poco gerarchizzata, ma ben approfondita nel substrato roccioso, localmente indicata con il termine di *lamie*. Esse raggiungono il mare in profonde insenature con pareti subverticali interpretabili quali piccole *rias* (*sensu* Von Richthofen, 1886). Spianate e scarpate, in questo tratto, generalmente sono dovute all'abrasione prodottasi nel corso di fasi di stazionamento relativo del livello del mare, a partire dal Pleistocene medio.

La piattaforma continentale è qui larga circa 25 km, con pendenze sino al 5.5% e margine esterno ad una profondità media di 172 m. Entro i primi 15/20 m di profondità si sviluppa con andamento alquanto irregolare e sul fondale sabbioso sono frequenti gli accumuli di materiale crollato, spesso

già colonizzati dal coralligeno. Colonizzazioni di coralligeno di piattaforma ed estese praterie a *Posidonia oceanica* (L.) De Lille e *Cymodocea nodosa* (Ucaria) Areshoug si alternano sino ad una quarantina di metri di profondità. Fra i circa -30 m e lo *shelf break*, al di sopra dei sedimenti attribuiti al Pleistocene medio (Aiello et al., 1995) o connessi con l'oscillazione glacioeustatica dall'ultimo würmiano ad oggi (Fabbri e Gallignani, 1972), si rinvenivano accumuli di sabbia e di sabbia argillosa, nonché coperture di sedimenti più fini attuali.

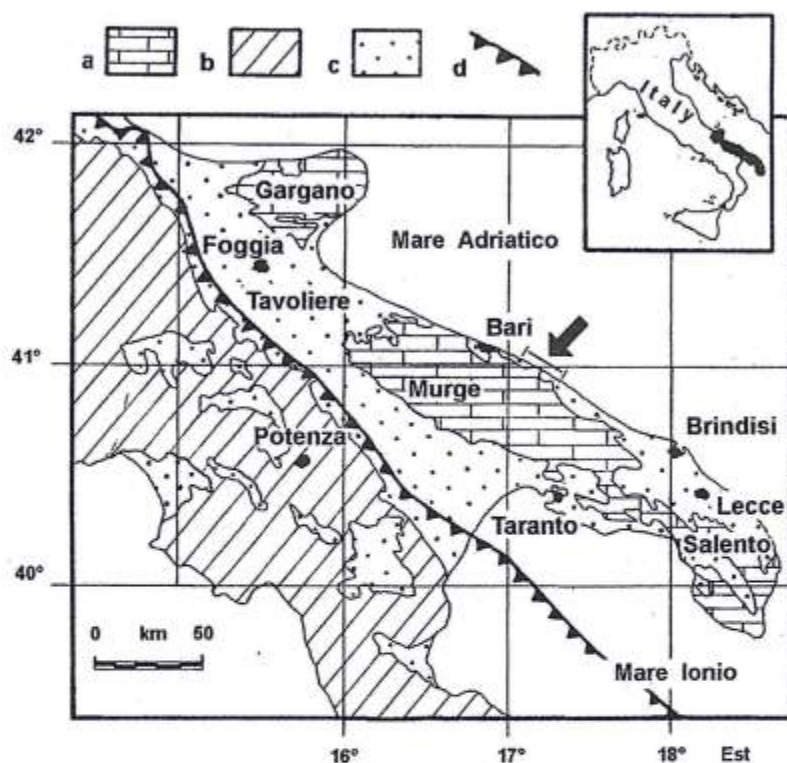


Figura 1 - Ubicazione geografica dell'area studiata:
 a - unità carbonatiche del Pavampaese;
 b - unità della catena;
 c - unità dell'avanfossa e coperture plio-pleistoceniche;
 d - fronte della coltre alloctona.

Caratteri petrografici e geotecnici

I due litotipi nei quali è modellata la fascia costiera si presentano con caratteri strutturali differenti: nei calcari la stratificazione è ben evidente, mentre nelle calcareniti essa è generalmente solo accennata e discontinua. La fratturazione interessa entrambe le unità secondo sistemi variamente orientati e con densità, frequenza, andamento e spaziatura assai variabili da luogo a luogo (Fig. 2). Le determinazioni sperimentali sono state condotte su ventotto campioni di calcarenite e su diciannove campioni di calcare. Dai blocchi sono state carotati cilindri di cm 7 di diametro ed altezza pari a circa due volte il diametro. E' stata determinata la resistenza a compressione monoassiale e a trazione indiretta (prova brasiliana) in condizioni di saturazione naturale: in Tabella 1 sono riportati i valori estremi ottenuti che evidenziano la ben netta differenza tra il calcare e la calcarenite alla scala del campione mentre alla scala dell'ammasso roccioso un ruolo determinante è quello esercitato dalla fratturazione. Questa interessa entrambe le formazioni con fratture variamente orientate più frequenti nell'ammasso calcareo mesozoico, in cui si riescono ad individuare due sistemi di fratturazione con direzioni preferenziali: il primo N 40-50 W e N 60-70 E ed il secondo N-S e E-W con i piani di frattura subverticali.

Alla scala del campione i calcari mostrano valori molto bassi di porosità (Tab. 1) e alti valori di resistenza a compressione e a trazione. Le calcareniti, a luoghi con sottili livelli ruditici, presentano tessitura da *grainstone* a *packstone* (Dunham, 1962), con scheletro costituito da bioclasti autoctoni e da

litoclasti, delle dimensioni della sabbia, provenienti dal sottostante substrato mesozoico; il grado di cementazione è basso ed il cemento irregolarmente distribuito all'interno della roccia, mentre la porosità, quasi esclusivamente di tipo intergranulare, presenta valori elevati (Tab. 1). I pori sono tra loro intercomunicanti, come evidenziato dai valori del grado di saturazione pari ad uno, che si ottengono imbibendo i campioni di calcarenite sotto vuoto. E' possibile che tale valore risulti inferiore all'unità in alcune litofacies caratterizzate dall'abbondanza di alghe rosse che con la loro attività incrostante sinsedimentaria hanno inglobato e isolato porzioni del sedimento originario, determinando in tal modo plaghe a porosità chiusa (Andriani e Walsh, 1998). Nella calcarenite il contenuto d'acqua (w) non è mai eccessivamente elevato in quanto la calcarenite perde velocemente l'acqua gravifica interstiziale: pertanto, in condizioni naturali normali il contenuto in acqua è risultato sempre molto basso con valori che non superano il 5 %-10 % cui corrisponde un grado di saturazione del 15% - 35%.

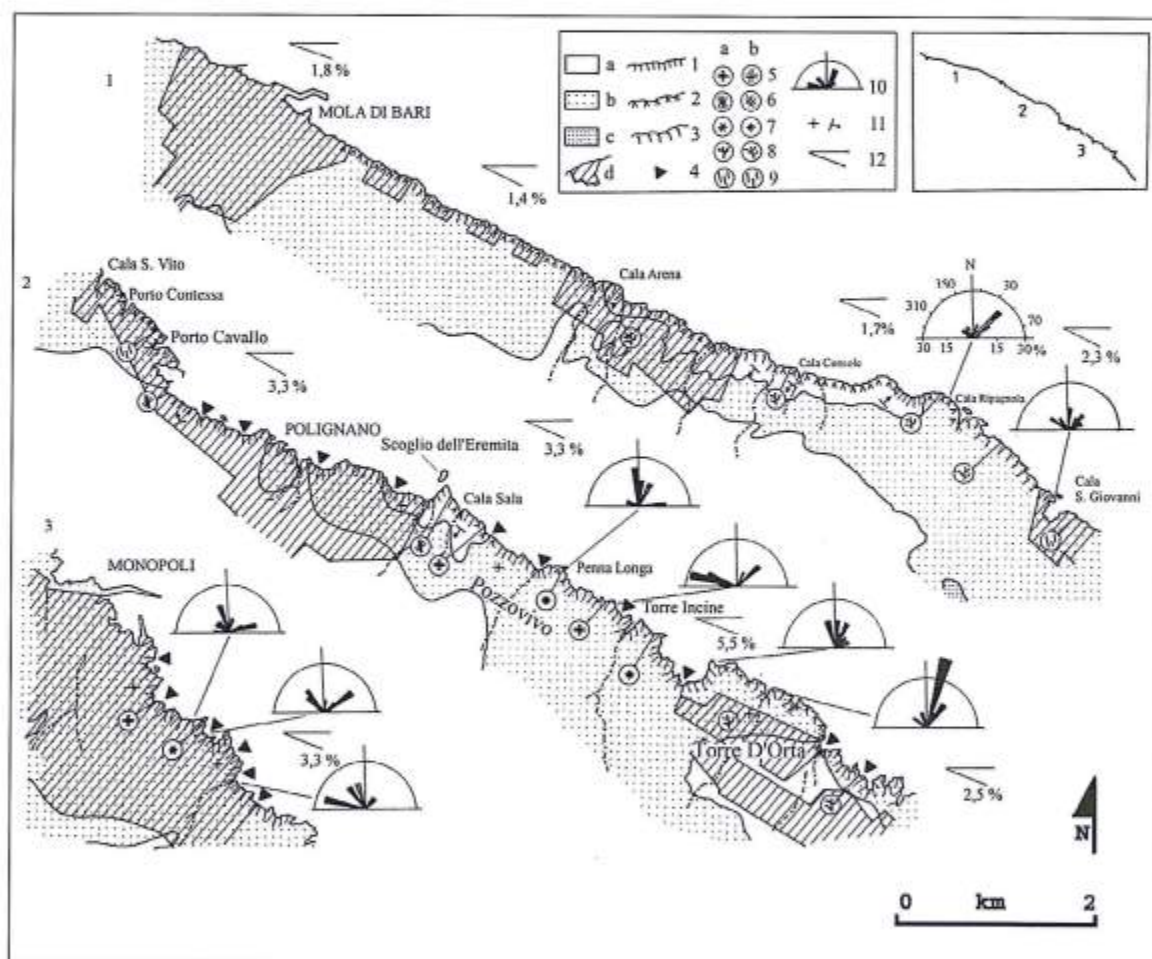


Figura 2 - Caratteri geologici e morfologici del tratto di litorale Monopoli-Mola di Bari: a - Calcarea di Bari; b - Calcarenite di Gravina; c - depositi marini terrazzati e litorali; d - aree antropizzate.

1 - Costa alta rocciosa; 2 - costa bassa rocciosa con profilo digradante; 3 - costa bassa rocciosa con profilo sub-orizzontale; 4 - tratto di costa in arretramento; 5 - fratture con reticolo rettangolare e bordi (a: congiunti; b: disgiunti); 6 - fratture con reticolo a losanga; 7 - fratture con reticolo a fascio; 8 - fratture con reticolo arboreescente; 9 - fratture con reticolo parallelo; 10 - diagramma polare delle fratture; 11 - giacitura; 12 - pendenza della piattaforma continentale entro l'isobata 5.

Tabella 1 - Campo di variabilità delle proprietà fisiche e meccaniche della Calcarenite di Gravina e del Calcarea di Bari: peso di volume secco (γ_a); peso specifico del solido (γ_s); porosità (η); compattezza (c); resistenza a compressione monoassiale (σ_R); resistenza a trazione (σ_T).

	Calcarenite di Gravina		Calcarea di Bari	
	Min	Max	Min	Max
γ_a (KN/m ³)	14,32	15,01	25,80	26,19
γ_s (KN/m ³)	26,59	26,59	26,59	26,59
η (%)	43,6	46,2	1,5	3,0
c	0,54	0,56	0,97	0,99
σ_R (MPa)	2,55	4,12	58,9	127,5
σ_T (MPa)	0,28	0,37	7,85	14,72

Alla scala dell'ammasso roccioso, i calcari mostrano un'evidente e netta stratificazione; essi risultano a luoghi intensamente dislocati da sistemi di fratture aventi varia orientazione (Fig. 2; visibile anche in Fig. 5); la frequenza delle fratture a luoghi può raggiungere valori di 10 piani/metro (Manev e Avramova-Tacheva, 1970). L'intensità di fratturazione favorisce l'azione carsica marina e, nelle porzioni più direttamente esposte, si rilevano i segni prodotti dall'azione di dissoluzione delle acque. Le calcareniti si presentano in banchi evidenziati dall'erosione selettiva, sempre interessati da fratture subverticali; in queste ultime si notano zone di più intensa e profonda ricementazione, a cui corrispondono sulla superficie creste di erosione selettiva ad andamento grossolanamente rettilineo. I caratteri descritti trovano riscontro nei valori assai bassi di resistenza a compressione che, però, non scendono mai al di sotto di 2,6 MPa, valore confrontabile con quelli massimi che caratterizzano argille fortemente sovraconsolidate. I valori di resistenza a trazione indiretta risultano anch'essi medio-bassi (Tab. 1). Le caratteristiche dei corpi rocciosi fanno sì che l'azione erosiva in entrambi i litotipi sia particolarmente efficace in corrispondenza delle linee di debolezza; in particolare l'acqua percolante provoca lungo i giunti di strato la formazione di cavità in progressivo ampliamento (Greco e Spilotro, 1982; Pieri, 1991) fino al crollo della volta provocato dalla spinta idraulica del mare. In corrispondenza delle fratture, l'azione del mare provoca il progressivo allargamento delle stesse e, laddove queste siano trasversali alla linea di riva, alla formazione di un'insenatura (Fig. 3) (Mastronuzzi et al., 1992a). Pur tuttavia si osserva che l'intensa fratturazione dei calcari produce gli stessi effetti dello scarso grado di cementazione delle calcareniti determinando arretramenti della linea di costa omogenei e tra loro paragonabili.

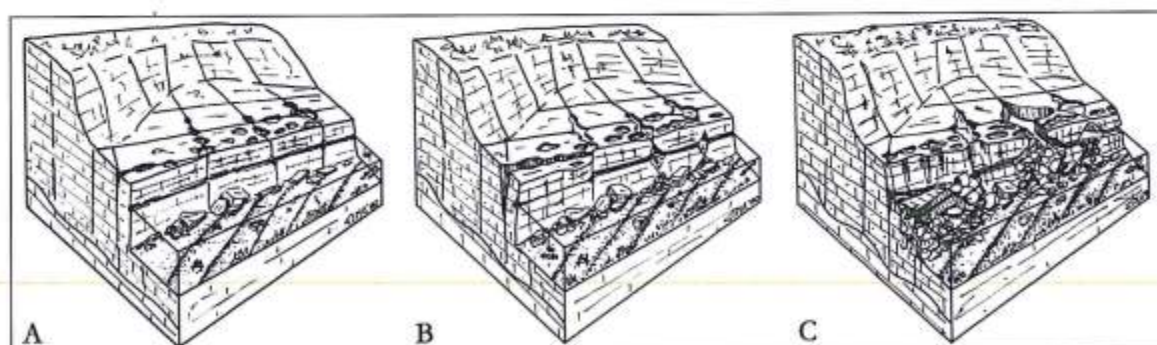


Figura 3 - Stadi successivi del meccanismo di arretramento della falesia nel tratto studiato: A) imposizione di fratture secondo sistemi paralleli o perpendicolari alla linea di costa; B) progressivo allargamento delle fratture; C) ribaltamento ("toppling") e formazione di insenature ("calca").

Caratteri meteomarini

I dati relativi alle stazioni di Bari e di Brindisi forniti dall'Istituto Idrografico della Marina (relativi agli anni 1959-1982) (Fig. 4) hanno consentito di definire il clima ondoso del tratto di costa esaminato. Per entrambe le stazioni i venti più frequenti provengono da NW; a Brindisi è stata rilevata una percentuale notevole anche di quelli con direzione NS. Dal IV quadrante, corrispondente al settore di massimo *fetch*, provengono le mareggiate maggiori che realizzano le condizioni morfogenetiche del mare più efficaci.

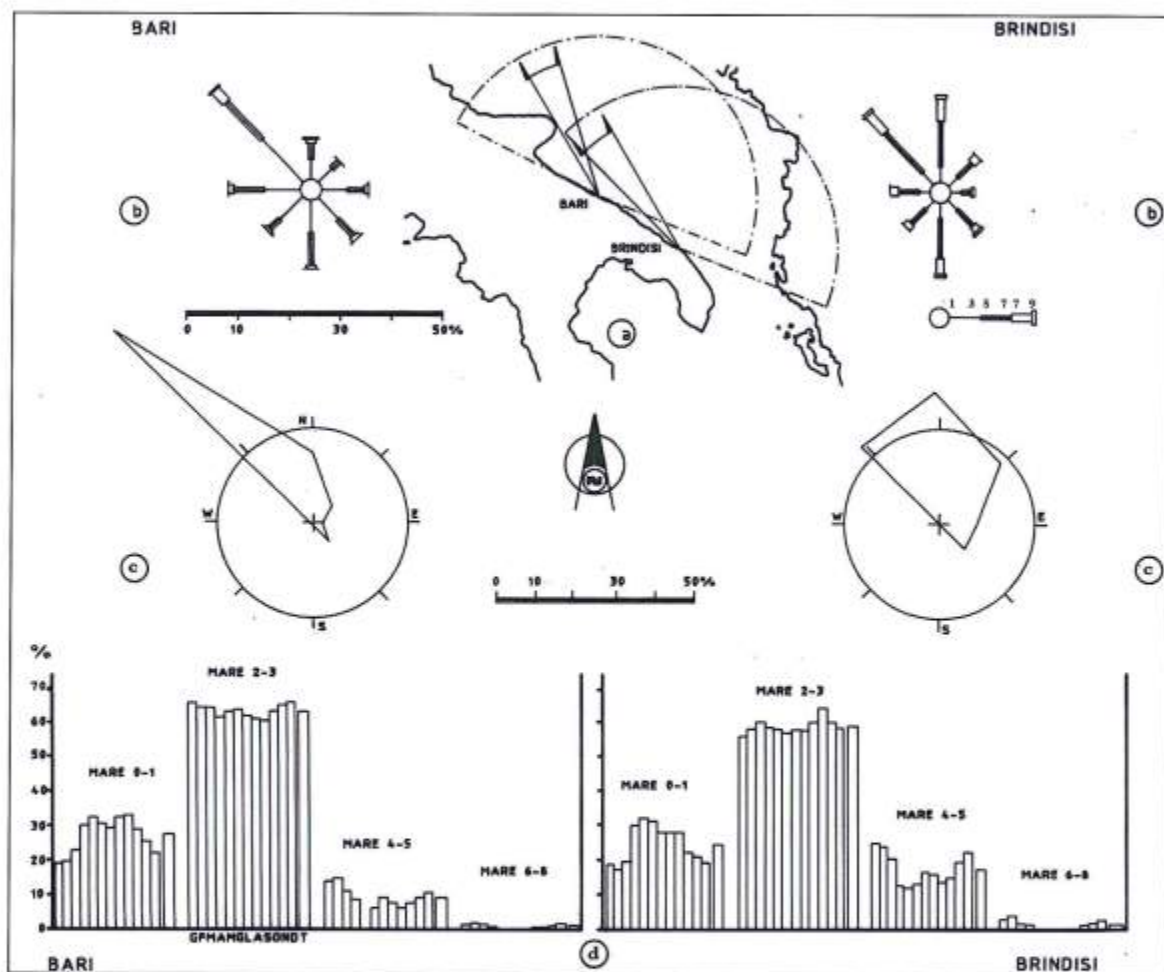


Figura 4 - Quadro sinottico dei dati meteomarini rilevati dalle stazioni meteorologiche più vicine al paraggio studiato: a) settori di massimo *fetch* relativi alle stazioni di Bari e Brindisi; b) frequenze medie in percentuale dei venti, dedotte da tre osservazioni giornaliere relative ad un arco temporale di 30 anni; c) direzione di provenienza delle mareggiate: frequenze percentuali del mare forza 6-8 dedotte da osservazioni giornaliere relative ad un arco temporale di 30 anni; d) stato del mare nei diversi mesi dell'anno: frequenze medie in percentuale dedotte da tre osservazioni giornaliere relative ad un arco temporale di 30 anni.

Per le condizioni estreme verificabili nel settore di traversia del tratto in esame, ossia vento da NW per 78 ore consecutive a forza 7-12 con mare forza 6-8, applicando il metodo dell'*hindcasting* di Noli (1991), è stata calcolata un'altezza di 6 m dell'onda al largo in condizioni di mare limitato; sotto costa tale altezza raggiunge valori massimi di 4 m, in funzione dell'assorbimento energetico operato dai fondali. Dai dati a disposizione per il basso Adriatico risulta che solo il 14% delle onde supera un'altezza di 3 m (Sergio, 1999), ma generalmente non supera 1,5 m.

Alla luce di tali valori e considerato anche che nelle condizioni estreme si raggiungono al massimo i 4 m di altezza, si deduce che l'azione abrasiva delle onde si esplica solo fino alla quota di 2-2,5 m. I valori limitati dei parametri ondosi giustificano sia le ridotte velocità delle correnti litoranee, sia i modesti valori di energia posseduti dalla maggior parte delle mareggiate; fanno eccezione i violenti moti estivi da maestrale e tramontana, che possono raggiungere valori di energia dell'ordine di 10^9 joule.

Caratteri geomorfologici

Il tratto studiato è caratterizzato da forme del VI, VII e VIII ordine della scala di Tricart (1965) e cioè: falesie, piattaforme a taglio d'onda, piattaforme di frangenza, faraglioni e cavità (VI); solchi di battente, vaschette di corrosione, *trottoirs*, marmitte e *ramparts* (VII); piccole forme di corrosione, come alveoli e scannellature (VIII). In base ad esse è possibile distinguere i tre principali tipi di profili costieri definiti da Sunamura (1992) e da Griggs e Trenhaile (1994) che nel tratto in esame sono presenti a prescindere dalla litologia e dall'altezza della costa. Il profilo più diffuso lungo il tratto è il Tipo-A (ben evidente nel tratto a sud di Mola di Bari, sui promontori di Cozze e Cala Sala); il Tipo-B è diffuso nel tratto in prossimità della località Pozzovivo mentre il Tipo-C è riconoscibile nei tratti a falesia di Polignano e Torre Incine. A questi tre tipi se ne può aggiungere, infine, un quarto caratterizzato da fondali profondi e assenza di piattaforma di abrasione, ma con altezza della costa mai superiore al metro (S. Vito e Torre d'Orta). Le forme di VII e VIII ordine sono raggruppate in associazioni (i morfotipi di Mazzanti e Parea, 1977), le quali danno luogo a paesaggi diversi a seconda della distanza dalla linea di riva e, dunque, della diversa intensità dell'azione modellatrice marina. In una visione complessiva lungo il tratto studiato si riconoscono due tipi di costa caratteristici: coste rocciose digradanti e coste rocciose subverticali. In generale la morfologia della fascia più vicina alla linea di costa appare correlabile alla litologia. Quando la costa è modellata nei calcari essa è riferibile alla riesumazione della superficie che divide i calcari dalle calcareniti per semplice rimozione di questi ultimi sedimenti da parte del mare (Fig. 5); tale *superficie relitta* è collegata alla linea di costa da una scarpata strutturale, variamente inclinata. Quando la costa è modellata nelle calcareniti generalmente essa è rappresentata da una superficie subverticale che evolve per mezzo di crolli da scalzamento dovuti all'azione meccanica del moto ondoso (Fig. 6). I tratti in calcarenite sono condizionati nella morfologia assunta, oltre che dall'assetto strutturale, anche dalla tessitura che caratterizza questi sedimenti; quelli in calcare, estremamente tenaci alla scala del campione, sono più evidentemente condizionati dalla struttura. L'effetto più appariscente della diversa suscettibilità consiste nel minor numero di tipi di profili riconoscibili e nella minore frastagliatura dei tratti di costa modellati in calcare.

Alcuni tratti rappresentano evidenze di convergenza morfologica. Ne sono esempio le superfici versanti subverticali che, solo oggi, si comportano rispetto al moto ondoso quali falesie. La loro origine può essere riferita, a luoghi, ad una originaria superficie strutturale ormai arretrata come nei pressi di Polignano, altrove all'esposizione erosiva di una litoclasti come subito a SE di Monopoli, altrove ancora alla diffusa semplice azione erosiva (Fig. 2); infine lungo le coste in calcarenite del tratto più meridionale, simili falesie situate in corrispondenza dello sbocco in mare delle *lame*, ad esempio Cala Incine (Fig. 7), sono in realtà delle scarpate prodotte dall'incisione torrentizia connessa con la regressione marina würmiana e successivamente raggiunte dal mare.

L'analisi dei dati morfometrici ha consentito di stabilire che, oltre ai casi di convergenza morfologica, sono pure presenti casi di forme apparentemente diverse, ma imputabili alla stessa genesi. E' il caso delle coste rocciose alte e di quelle basse, entrambe con pendenza del versante prossima alla verticale: esse, pur essendo geneticamente ricollegabili allo stesso meccanismo di formazione, per differente sollevamento relativo o grado di arretramento, mostrano attualmente una diversa quota sul livello del mare, ma rientrano comunque nella definizione di *falesia*.



Figura 5 - Stratificazione e fratturazione dei calcari. Cala Sala (Polignano a Mare - Bari). Sullo sfondo si nota la riesumazione della superficie relitta per erosione della calcarenite sovrastante il calcare.



Figura 6 - Effetti della sollecitazione al piede della falesia: crollo e formazione di cavità e grotte (a Sud di Monopoli).

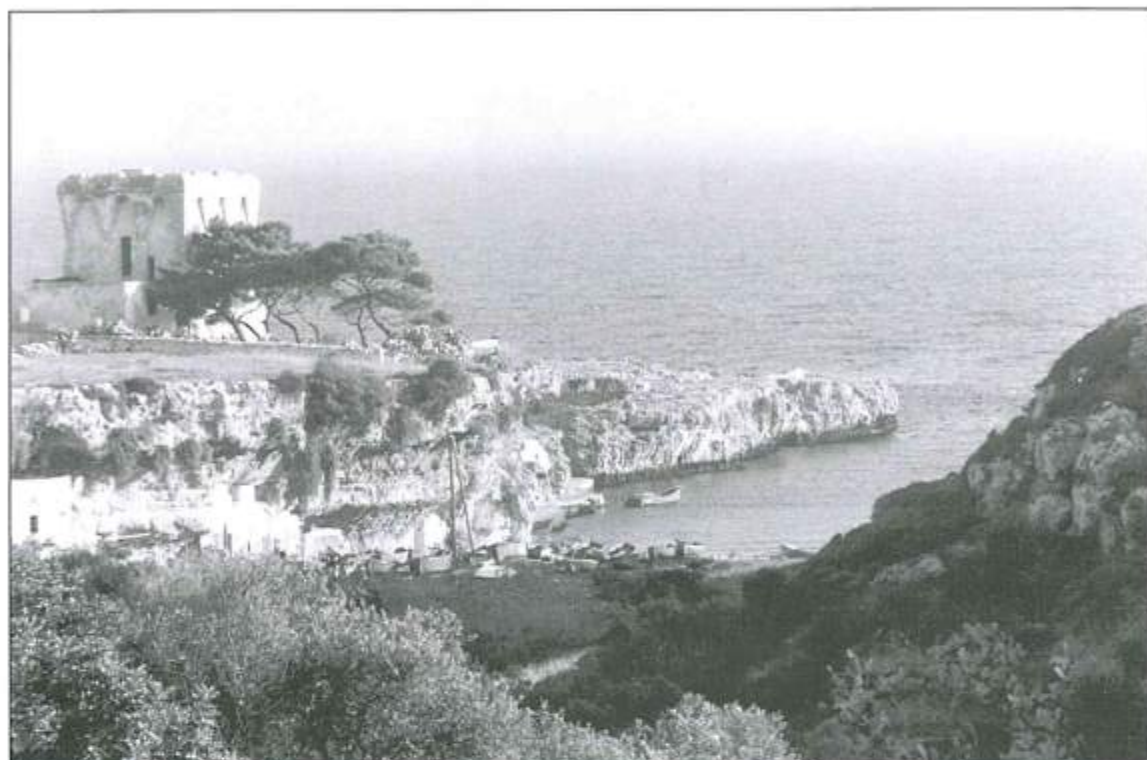


Figura 7 - Lama di Cala Incine. Torre Incine (Monipoli, Bari).

Stabilità e arretramento delle coste

Il tratto di costa esaminato mostra tratti in evidente condizioni di instabilità, alternati a tratti in cui vi è un sostanziale equilibrio. Ad eccezione di alcuni tratti, come quello in corrispondenza del centro abitato di Polignano ove l'instabilità, indotta dall'altezza della falesia ($I_s = 1$)¹, è esasperata dal grado di carsificazione, dalle condizioni strutturali e dai carichi antropici, la causa principale dell'instabilità è connessa con l'azione marina ($0 < I_s < 1$ e $I_b < 1$) che scalza alla base la falesia. Le fratture parallele alla linea di riva isolano poliedri rocciosi di grandi dimensioni e ne consentono il ribaltamento; le fratture variamente orientate favoriscono il crollo e l'accumulo caotico al piede della falesia (Fig. 8). Gli effetti più appariscenti restano, comunque, i crolli delle volte di cavità alla base della falesia. L'approfondimento della cavità determina un aumento del carico per progressiva diminuzione della base di appoggio: quando il valore del carico supera quello di resistenza, la volta crolla generando baie più o meno estese. Le condizioni di equilibrio si riconoscono in corrispondenza di falesie protette al piede da frangiflutti naturali prodotti da crolli. In corrispondenza dei promontori con fondali molto profondi, si mantiene un'onda riflessa permanente, la quale ostacola il procedere dell'onda battente, smorzandone l'energia e, quindi, la capacità erosiva meccanica; in queste condizioni prende il sopravvento l'azione biochimica ($0 < I_s < 1$ e $I_b > 1$) (Mastronuzzi et al., 1992b; 1996). Le falesie esposte al largo con spiaggia stagionale o con blocchi di crollo al piede sono solitamente meglio protette, proprio a causa della dispersione dell'energia dell'onda battente. Al contrario, le falesie ai lati di insenature che ospitano *pocket beaches* sono soggette all'azione abrasiva dei granuli rimossi dalle onde che si somma all'azione biochimica producendo profondi intagli.

¹ $I_s = H/H_c$ (H = altezza della falesia; H_c = altezza critica della falesia, al di sopra della quale essa risulta instabile); $I_b = D/Db$ (D = profondità al piede della falesia; Db = profondità alla quale le onde si frangono) (Mastronuzzi et al., 1992b).



Figura 8 - Distacco recente di blocchi rocciosi e accumulo al piede della falesia (a Sud dell'abitato di Monopoli).

Discussione

Il presente studio rappresenta la caratterizzazione morfodinamica del tratto di costa esaminato. Nella carta geomorfologica prodotta (Fig. 2) sono stati riportati, su base geologica, i tipi di costa individuati. A complemento sono stati cartografati anche gli elementi strutturali riconosciuti. Per alcuni siti sono stati costruiti e riportati appositi diagrammi che forniscono informazioni in merito alla frequenza e alla orientazione delle discontinuità rilevate. Sono state, inoltre, riportate le pendenze dei fondali sottocosta. Quindi sono stati registrati e cartografati tutti gli elementi riconosciuti come effetti di un processo di arretramento: ciò ha consentito di distinguere i tratti in relativo equilibrio da quelli con evidenze di vistosi crolli. Non è possibile quantificare l'arretramento medio del litorale studiato in quanto esso non è omogeneo e continuo; di contro è stato però possibile individuare le aree maggiormente sensibili al moto ondoso come riportato in Fig. 2.

I diversi profili costieri presenti nella zona sono stati rappresentati sinteticamente in appositi diagrammi, mediante i principali parametri geometrici che li caratterizzano: H = quota massima della superficie versante, i = pendenza della medesima, L = distanza massima dalla linea di riva alla quale sono ancora visibili gli effetti attuali e subattuali dell'azione meccanica/chimica del mare (Fig. 9a-b). In particolare, in Figura 9a è evidenziata la distribuzione dei profili costieri che ne consente una prima suddivisione. Disponendo sull'asse delle ascisse le pendenze e su quello delle ordinate le altezze, si riconosce un intervallo di valori - limite per H e per i che marca il passaggio rispettivamente dalle coste alte alle

basse e dalle falesie p.d. ai versanti. In Figura 9 si nota come il campo delle falesie occupa il settore parallelo all'asse delle ordinate, mentre i versanti sono irregolarmente distribuiti nel campo. Questa situazione era prevedibile in quanto una falesia non è caratterizzata tanto dall'altezza, quanto piuttosto dalla pendenza: nell'area studiata, l'altezza delle falesie varia da meno di 1m a oltre 25 metri; mentre le pendenze, che comunque variano in funzione del tipo litologico, risultano sempre maggiori di 60°. Il diagramma, naturalmente, non consente di differenziare da un punto di vista genetico forme simili di diversa origine quali le falesie propriamente dette e quelle di "sommersione" già ricordate più sopra.

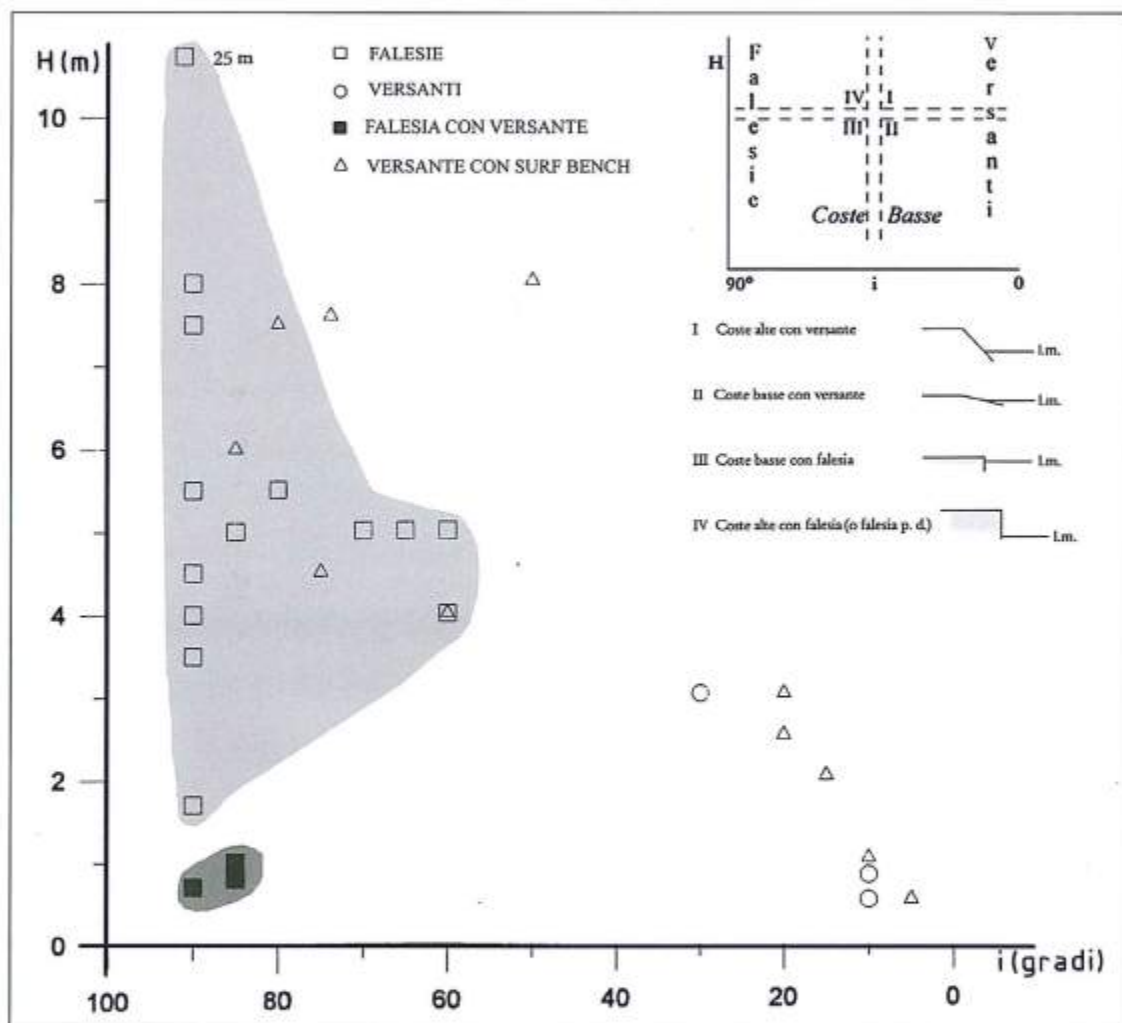


Figura 9 - Relazioni fra l'altezza della costa (H) e la pendenza della superficie (i); in esso si individuano i campi tipici di ogni profilo costiero, come evidenziato nel riquadro in alto.

Nel diagramma di Figura 10 è correlata l'altezza della costa (H) con l'ampiezza della superficie (L) entro cui si registrano gli effetti dell'abrasione marina. In tal modo non si evidenziano tanto le differenze di forma quanto le variazioni dei campi relativi a ciascun tipo costiero precedentemente classificato, in funzione del nuovo parametro L preso in esame. Si osserva che il campo delle falesie modellate in costa alta risulta nettamente separato da quello delle falesie modellate in costa bassa il quale mostra una rilevante variabilità del parametro L; ciò è imputabile al fatto che, man mano che l'altezza diminuisce, aumenta la distanza dalla linea di riva alla quale si risente dell'azione marina.

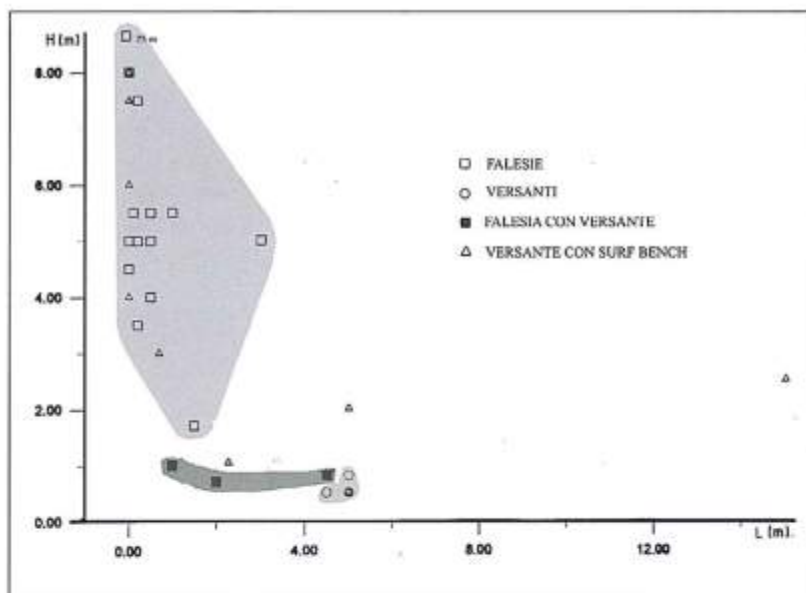


Figura 10 - Relazioni fra l'altezza della costa (H) e l'ampiezza della superficie entro cui si registrano gli effetti dell'abrasione marina (L): si osserva che il campo delle falesie in costa alta risulta più nettamente distinto da quello delle falesie in costa bassa.

Tuttavia a parità di altezza, nelle coste basse, L non è uniforme potendo variare in funzione di altri fattori quali la conformazione planimetrica della costa, il tipo di esposizione al clima meteomarinico, etc.

Nel diagramma di Figura 11, infine, i campi relativi alle varie forme appaiono molto più ristretti e definiti; ciò è dovuto al fatto che il rapporto L/H diminuisce all'aumentare di H , e ancor più a causa del contemporaneo diminuire di L .

Per quanto concerne l'influenza dei corpi litologici, è da sottolineare come, localmente, ne sia risultata importante la giacitura; il processo di formazione delle grotte e/o delle piattaforme risulta più rapido e con effetti più appariscenti dove i corpi sedimentari sono stratificati e con giacitura orizzontale.

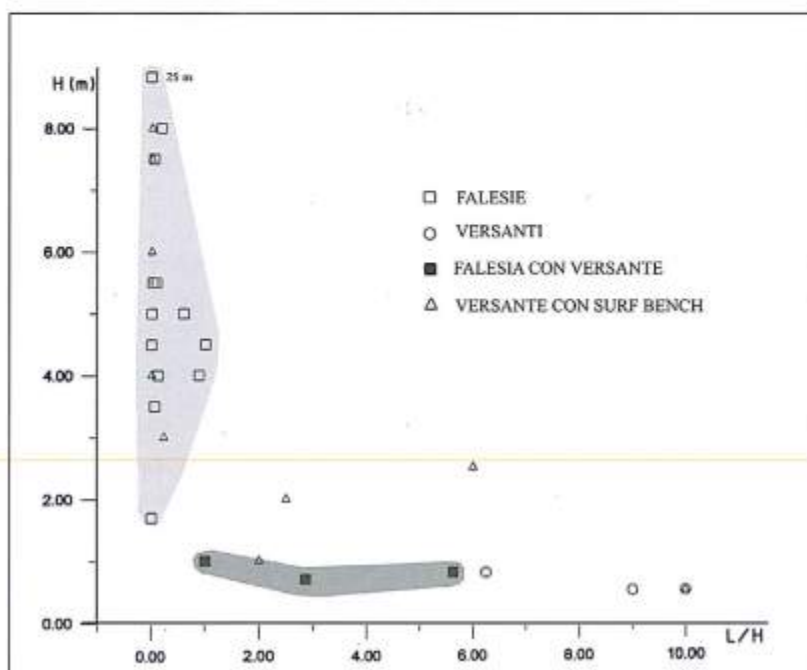


Figura 11 - Relazioni fra l'altezza della costa (H) e il rapporto L/H : in esso i campi relativi alle varie forme appaiono più ristretti e definiti rispetto ai diagrammi precedenti.

A parità di litotipo l'andamento della linea di riva è regolato dalla direzione di eventuali linee di debolezza: baie minori sono impostate prevalentemente in corrispondenza di fratture perpendicolari alla costa. Quelle maggiori corrispondono agli sbocchi di solchi torrentizi (Torre Incine, Pozzovivo, Cala Sala, Cala Ripagnola, Cala Console, ecc.), che pure non sono indipendenti dalle linee di frattura.

E' stata registrata una certa corrispondenza tra alto grado di frastagliatura della costa e l'esistenza di tratti in cui i processi di arretramento sono particolarmente intensi. In questi tratti di costa, infatti, fattori predisponenti e/o determinanti l'instabilità inducono collassi accelerati e si osservano incipienti ampliamenti delle linee di debolezza della costa, con formazione di baie e anse. L'andamento planimetrico, pertanto, riflette la situazione evolutiva costiera: tratti particolarmente frastagliati, quali Torre d'Orta e Penna Longa ($I_F > 1,4$ e $F_F > 17$)² sono indicativi di un'intensa azione modellatrice marina, che si è potuta innescare per le particolarità strutturali presenti, mentre presso lo Scoglio dell'Eremita (Fig. 2) tale conformazione frastagliata è da imputarsi piuttosto alle alternanze litologiche verticali che caratterizzano la falesia. Infatti, i valori di resistenza a compressione misurati lungo la parete costiera, si riducono dai 60-130 MPa delle porzioni calcaree inferiori ai 2-4 MPa rilevati nelle calcareniti, determinando un'erosione differenziata che pregiudica ulteriormente la stabilità della falesia. In ogni caso questa vistosa differenza nei valori di resistenza si somma all'elemento strutturale traducendosi in termini di instabilità delle falesie e di alti valori dell'Indice di Frastagliatura. I valori elevati dell'Indice di Frastagliatura (I_F) e della Frequenza di Frastagliatura (F_F), pertanto, sono stati osservati nei tratti particolarmente soggetti all'arretramento e con basso grado evolutivo ossia non ancora rettilineizzati.

La disomogenea distribuzione delle forze aggressive (mare) e di quelle resistenti (costituzione litologica) nell'area in esame determina la presenza di tratti di costa meno frastagliata. Nel caso del tratto presso Porto Cavallo ($I_F < 1.2$ e $F_F < 11$) ciò sembra dovuto alla dissipazione dell'energia del mare da parte di un fondale abbastanza basso, mentre in località San Giovanni e Cala Arena la minore frastagliatura è dovuta al fatto che la costa offre pochi punti di debolezza e di attacco (Fig. 2). La conformazione all'incirca rettilinea, comunque, non è sempre indicativa di una situazione di stabilità, ma a volte è indice di maturità evolutiva, ossia di un fenomeno di arretramento che ha avuto modo di innescarsi e di svilupparsi fino ad una fase molto avanzata. E' questo il caso di baie molto ampie, come quella subito a nord di Torre Incine; queste tendono rapidamente ad arretrare e a costituire tratti rettilinei, con pareti sempre più alte e verticali la cui evoluzione è operata dall'azione del moto ondoso.

Indicazioni significative sono state ottenute dall'esame delle forme costiere minori che mostrano effetti di rimodellamento marino legati alle più recenti oscillazioni del Lm.: in particolare l'innalzamento olocenico ha indotto una sovrapposizione di forme tipiche di aree prossimali (*piattaforme di taglio d'onda*) su quelle preesistenti, modellate in ambienti più lontani dalla linea di riva (*piattaforme di frangenza*). L'analisi di queste sovrapposizioni di forme induce ad avallare l'ipotesi che sia tuttora in atto una lenta ingressione marina, forse la stessa iniziata intorno all'anno zero e inquadrata nella più ampia trasgressione olocenica (Dini et al., 2000).

Conclusioni

L'evoluzione della zona costiera fra Monopoli e Mola di Bari è condizionata dai caratteri litostrutturali dei corpi geologici esposti all'azione del mare e, solo in parte, dalla configurazione del paesaggio precedente la trasgressione versiliana. Le coste del tratto studiato, infatti, devono essenzialmente alla loro costituzione litologica e alle caratteristiche tecniche alla scala del corpo roccioso il tipo di forme che vi si sono impresse. L'esposizione della costa al moto ondoso condiziona le dimensioni

² $I_F = L/D$ (L = sviluppo lineare del tratto di costa; D = lunghezza in linea d'aria del tratto considerato); $F_F = n/L$ (n = numero di tratti elementari in cui la linea di costa può essere scomposta; L = lunghezza complessiva del tratto di litorale considerato) (Mastronuzzi et al., 1996).

delle forme di abrasione e/o di dissoluzione: in aree relativamente protette dall'azione meccanica marina si osserva una prevalente azione biochimica e le forme persistono più a lungo. Solo a parità di intensità di processo la configurazione costiera preesistente riveste valore determinante: l'effetto del taglio dell'onda risulta più o meno rilevante a seconda della resistenza del corpo litologico e del suo assetto strutturale, ma anche a seconda che la morfografia preesistente sia alta o bassa, lineare o frastagliata. La diffusa antropizzazione che si manifesta essenzialmente su coste alte in calcari a Polignano e su coste basse in calcarenite a Monopoli e Mola di Bari, a causa della combinazione dei caratteri litologici e morfologici non condiziona significativamente i processi di dinamica costiera; in questi casi non paiono quindi ragionevolmente riconoscibili e quantificabili situazioni di pericolosità o di vulnerabilità.

Nelle aree sensibili i meccanismi con cui l'arretramento si manifesta sono rappresentati essenzialmente da crolli e *toppling* che rendono alcune di esse al contempo particolarmente pericolose e vulnerabili.

Ringraziamenti

Lavoro eseguito nell'ambito del progetto M.U.R.S.T. 60% "Studio e cartografia delle variazioni naturali ed indotte dell'ambiente costiero sommerso", pubblicato con i fondi del progetto M.U.R.S.T. 60% "Variazioni del livello relativo del mare olocenico lungo le coste del basso Adriatico e dello Ionio: rischio e pericolosità lungo la fascia costiera", Resp. Dott. G. Mastronuzzi.

Un sentito ringraziamento al Prof. Giovanni Palmentola per il continuo e prezioso scambio d'idee e per la lettura critica del manoscritto, all'Ing. Girolamo Gentile per le proficue discussioni teoriche e in campagna, al Signor Giuseppe Cacciapaglia per l'aiuto alle indagini sul terreno. Un grazie particolare quindi va all'anonimo *referee* e al Dott. Umberto Simeoni i cui consigli e le discussioni hanno permesso di migliorare il lavoro.

Bibliografia

- Aiello G., Bravi S., Budillon S., Cristofalo G. C., D'Argenio B., De Lauro M., Ferraro L., Marsella E., Molisso F., Pelosi N., Sacchi M e Tramontano M.A. (1995) - *Marine geology of the Salento shelf (Apulia, south Italy). Preliminary results of a multidisciplinary*. *Giorn. Geol.*, 3, 57: 17-40.
- Andriani G. e Walsh N. (1998) - *Caratteri tessiturali e resistenza al taglio diretto di calcareniti tenere e porose*. *GEAM Geologia e Geotecnica Ambientale*, XXXV, 1: 91-103.
- Antonopoulos J. (1979) - *Catalogue of tsunamis in the eastern Mediterranean from antiquity to present times*. *Ann. Geofis.*, 32: 113-130.
- Azzaroli A. e Valduga A. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Foglio 177 Bari e Foglio 178 Mola di Bari*. Servizio Geologico d'Italia, pp.26.
- Ciaranfi N., Pieri P. e Ricchetti G. (1988) - *Note alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centro-meridionale)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41: 449-460.
- D'Alessandro A. e Iannone A. (1983) - *Prime considerazioni sedimentologiche e paleoecologiche su alcune sezioni della Calcarenite di Gravina (Pleistocene) nei pressi di Monopoli*. *St. Geol. Geof.*, 27: 1-16.
- Di Geronimo I. (1970) - *Geomorfologia del versante adriatico delle Murge di SE (zona di Ostuni, Brindisi)*. *Geologica Romana*, 9: 47-58.
- Dini M., Mastronuzzi G. e Sansò P. (2000) - *The Effects of Relative Sea Level Changes on the Coastal Morphology of Southern Apulia (Italy) during the Holocene*. In Slaymaker O. (Ed.) "Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Changes". John Wiley and Sons Ltd., pp. 43-66.
- Dunham R. J. (1962) - *Classification of carbonat rocks according to the depositional texture*. In: Ham W. E. (Ed) "Classification of carbonat rocks", AAPG. *Memoir*, pp.235-239.
- Fabbri A. e Galignani P. (1972) - *Ricerche geomorfologiche e sedimentologiche nell'Adriatico meridionale*. *Giorn. Geol.*, 38: 453-498.
- Greco A. e Spilotro G. (1982) - *Paracarsismo d'interfaccia nei depositi quaternari calcarenitici e biocalcarenitici della fascia costiera murgiana: aspetti geologici e geotecnici*. *Geol. Appl. ed Idrogeol.*, 17: 101-117.

- Griggs G.B e Trenhaile A.S (1994)- *Coastal cliffs and platforms*. In Carter R.W.G. e Woodroffe C.D. (eds): *Coastal evolution : Late quaternary shoreline morphodynamics*. University Press, Cambridge - UK, pp. 425-450.
- Istituto Idrografico della Marina - *Carte nautiche* 30, 31. Genova.
- Istituto Idrografico della Marina (1984) - *Il vento e lo stato del mare - vol. III*. Genova.
- Manev G. e Avramova-Tacheva E. (1970) - *On the Valuation of Strength and resistance Condition of the Rocks in Natural Rock Massif*. Proceedings Second Congress of the International Society for Rock Mechanics. Beograd, (Jugoslavia) 1970, pp. 1-10.
- Mastronuzzi G., Palmentola G. e Sansò P. (1992a) - *Morphological type of rocky coast on Southeastern Apulia*. Proceedings International Coastal Congress - ICC, Kiel (Germany) 7-12 September 1992, pp. 784-797.
- Mastronuzzi G., Palmentola G. e Sansò P. (1992b) - *Some theoretic aspects of rocky coast dynamics*. Boll. Oceanol. Teor. ed Appl., X, 2-3-4: 109-115.
- Mastronuzzi G., Palmentola G. e Sansò P. (1994) - *Le tracce di alcune variazioni del livello del mare olocenico tra Torre dell'Orso e Otranto (Lecce)*. Geogr. Fis. Din. Quat., 17: 55-60.
- Mastronuzzi G., Palmentola G. e Sansò P. (1996) - *Esempi di caratterizzazione morfometrica di tratti di litorale roccioso della Puglia*. Atti del XXVI Congresso Geografico Italiano, Genova 4-9 Maggio 1992, Istituto della Enciclopedia Italiana, pp. 372-377.
- Mastronuzzi G. e Sansò P. (2000) - *Boulders trasport by catastrophic waves along the ionian coast of Apulia (southern Italy)*. Marine Geology, 170: 93-103.
- Mazzanti M. e Parea G.C. (1977) - *Erosione della "Panchina" sui litorali di Livorno e di Rosignano*. Boll. Soc. Geol. It., 96: 457-489.
- Morner N.A. (1996a) - *Sea Level Variability*. Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd., 102: 223-232.
- Morner N.A. (1996b) - *Rapid Changes in Coastal Sea Level*. Journal of Coastal Research, 12: 797-800.
- Noli A. (1991) - *Costruzioni marittime Parte I. Oceanografia applicata*. Quaderni di Ingegneria, Ed. Univ. La Goliardica, pp. 238.
- Pieri P. (1991) - *Evoluzione geomorfologica e arretramenti costieri olocenici nei dintorni di Monopoli*. Itinerari Speleologici, II, 5: 35-46.
- Pirazzoli P.A. e Tomasin A. (1999) - *L'evoluzione recente delle cause meteorologiche dell'"acqua alta"*. Atti Ist. Veneto di Scienze, Lettere ed Art., CLVII: 317-344.
- Sergio A. (1999) - *Dinamica costiera: linee-guida allo studio del modellamento marino e analisi quali-quantitative dei fenomeni di instabilità*. Tesi di Dottorato, Dip. di Geologia e Geofisica, Università degli Studi di Bari. Pp. 289.
- Sunamura T. (1992) - *Geomorfology of rocky coast*. John Wiley and Sons, pp. 302.
- Tinti S. e Maramai A. (1996) - *Catalogue of tsunamis generated in Italy and in cote d'Azur, France: a step towards a unified catalogue of tsunamis in Europe*. Ann. Geofis., 39: 1523-1300.
- Tricart J. (1965) - *Principes et méthodes de la géomorphologie* - Masson et C. Editeurs, Paris.
- Von Richthofen, (1886) - *Führer für forschungsreisende*. Hannover, Janecke, pp. 734.

Manoscritto ricevuto il 10/9/2000, accettato il 5/3/2001.

Evoluzione morfologica della fascia costiera di Torre Canne (Puglia adriatica)

Giuseppe Mastronuzzi¹, Giovanni Palmentola¹ e Paolo Sansò²

¹ Sezione di Geografia Fisica e Geomorfologia - Dipartimento di Geologia e Geofisica,
Università degli Studi di Bari (Italy) (g.mastrozz@geo.uniba.it; g.palmentola@geo.uniba.it)

² Osservatorio di Fisica, Chimica e Geologia Ambientale - Dipartimento di Scienze dei Materiali,
Università degli Studi di Lecce (Italy) (paolo.sanso@unile.it)

Riassunto

L'area costiera di Torre Canne, sul lato adriatico della Puglia, mostra gli effetti di differenti fasi dell'evoluzione del paesaggio costiero connesse a variazioni della posizione relativa del livello del mare fra il Pleistocene medio e l'Olocene. Il Pleistocene medio e superiore sono caratterizzati dal modellamento di superfici di abrasione e sedimentarie disposte a gradinata lungo la scarpata murgiana a partire da circa 120 m di quota sino al livello del mare.

Successivamente, nel corso della fase regressiva glaciale, questi depositi furono dissecati da una serie di solchi torrentizi subparalleli fra loro e perpendicolari alla linea di riva, i cui alvei furono poi alluvionati nel corso della transgressione versiliana. Depositi colluviali di questa fase, conservati nel *tvalveg* di Lama Cornola hanno restituito età radiometriche comprese fra 11200 e 3389 anni BP.

Nel corso dell'Olocene, un primo stazionamento del livello del mare circa 1 m sopra la sua posizione attuale, marca la fine della rapida trasgressione postglaciale; di questa fase si conservano depositi di spiaggia sommersa, in continuità con una duna e poggiati su un suolo con resti di focolari neolitici datati circa 6900 anni BP. Analisi C¹⁴ su *Helix* spp., provenienti dalla duna, indicano un'età di circa 6000 anni BP.

Più di recente, un altro episodio morfogenetico ha consentito l'accumulo di un ulteriore cordone dunare su quello medio-olocenico. Analisi C¹⁴ su *Helix* spp. Gli hanno attribuito una età di circa 2500 anni BP. Dati archeologici provenienti dai vicini siti di età greco-romana di Carbinia e di Egnatia indicano per quel periodo un livello del mare circa 1.5 metri sotto la sua posizione attuale.

Nella fase trasgressiva che ha portato il mare alla sua posizione attuale, si è verificata la forte erosione del cordone dunare medio olocenico e di quello greco-romano. Attualmente il litorale è soggetto ad un evidente arretramento.

Parole chiave: livello del mare, terrazzi marini, cordoni dunari, Pleistocene, Olocene, Puglia, Italia.

Summary

The coastal area between Torre Canne and Torre San Leonardo, along the Adriatic side of southern Apulia is characterised by marine Pleistocene and Holocene deposits, which could be reorganised according to the following succession.

During the Middle Pleistocene some abrasion surfaces have been cut on the Calcarenite di Gravina formation, locally Low-Pleistocene in age. The Tyrrhenian marine transgression accumulated thin beach

deposits along with a fore-dune belt and relative back-dune deposits. During a following regressive phase, some creeks cut dunes; colluvial deposits along their twalveg have yielded C^{14} age from about 11200 to 3300 years BP.

As far as Holocene events are concerned, other two phases have been recognised: the first one marks the end of rapid post glacial transgression, and was characterised by beach deposits placed slightly above present mean sea level, and by accumulation of dune belts radiometrically aged about 6000 years BP. During the second phase, about 2500 years BP, deposition of aeolian sands occurred. Archaeological data from Carbinia (Santa Sabina, Carovigno) and from Egnatia (Fasano), Greek – Roman in age, suggest that this phase should be related to a low sea level stand followed by a slow rise up to its present position. Sea level changes after the last glacial regression were very quick; the collected data suggest that the 6000 years BP sea level was at least 1 m above its present position, and fluctuated up and down 1.5 m below that position during Greek-roman age. The extent and size of the last dune belt suggest the presence of wide and well nourished beaches. Nowadays both dune belts are subject to evident marine erosion.

Key words: Sea level change, marine terrace, aeolian dune belts, Pleistocene, Holocene, Apulia, Italy

Introduzione

Lungo la fascia costiera adriatica della Puglia sono presenti, a varia quota, depositi calcarenitici non più antichi del Pleistocene superiore, privi di macrofossili. Una loro attribuzione al Tirreniano fu suggerita per la prima volta da Di Geronimo (1969), e successivamente reiterata dallo stesso studioso (1970 e 1979) e da Iannone e Pieri (1979). Buone datazioni assolute si sono potute eseguire sulla successione di calcareniti algali con *Strombus bubonius* Lamarck e *Cladocora caespitosa* (L.) presenti lungo la fascia costiera ionica della stessa Puglia; eseguite con il metodo della racemizzazione degli aminoacidi e con analisi del rapporto U/Th, queste hanno indicato età non superiori a 125 ka (Harty e Dai Pra, 1992; Mastronuzzi et al., 1999).

Nuovi dati stratigrafici, morfologici, radiometrici e archeologici raccolti nella zona di Torre Canne – Torre San Leonardo permettono ora di meglio inquadrare la successione degli episodi sedimentari del Pleistocene superiore e dell'Olocene, di proporre alcune documentate attribuzioni cronologiche e di ricostruire la storia delle fasi morfogenetiche che dall'ultimo interglaciale, in relazione alle variazioni climatiche e a quelle del livello relativo del mare, hanno permesso alla fascia costiera di di Torre Canne di raggiungere la sua attuale configurazione.

Inquadramento geologico - morfologico dell'area

L'area studiata è situata lungo la costa adriatica della Puglia a nord di Brindisi, fra Torre Canne e Torre San Leonardo, al piede degli ultimi contrafforti dell'altopiano delle Murge (Fig. 1).

Essa presenta tutti gli aspetti e i problemi geologici e morfologici del territorio pugliese; quest'ultimo corrisponde grossomodo alla microplacca apula, situata al margine SO della placca adriatica, tra la catena appenninica, dalla quale la separa l'avanfossa Bradanica, e le Dinaridi, al di là del Mare Adriatico. Segmentata da faglie, anche trascorrenti, in cinque unità fisiografiche a comportamento e storia in parte differenti, il Gargano, il Tavoliere, le Murge, la piana di Taranto e Brindisi e il Salento, la regione pugliese mostra una struttura geologica uniforme: un basamento cristallino Variscano su cui poggiano circa 6 km di calcari, a loro volta coperti da lembi di *Calcareniti di Gravina* e di *Argille subappennine* del Plio-Pleistocene (Ricchetti, 1980; Ciaranfi et al., 1988). Lungo il perimetro costiero le unità mesozoiche e plio-pleistoceniche sono coperte da sottili spessori di depositi marini bioclastici: le panchine dei terrazzi marini medio – pleistocenico - olocenici (Selli, 1962; Ricchetti, 1967 e 1972; Palmentola, 1987; Ciaranfi et al., 1994). I terrazzi, lungo il versante adriatico delle Murge e tutt'intorno la Penisola Salentina, sono disposti secondo una gradinata, estesa dalla quota 120 circa fino al mare, in conseguenza dell'interazione fra il sollevamento generale della regione e le variazioni glacioeustatiche. In accordo con Dogliani et al. (1994) tale sollevamento iniziò

nel Pleistocene medio ed è stato caratterizzato complessivamente da valori differenti fra 0.22-0.23 mm/a calcolati da Cosentino e Gliozzi (1988) per il Salento, e 0.5 mm/a calcolati da Ciaranfi et al. (1994) in base a dati stratigrafici; esso ebbe, comunque, valori decrescenti da N a S, fra 0.40 e 0.20 mm/a, sino a zero per il lato ionico della Puglia (Dai Pra e Hearty, 1988 e 1989; Hearty e Dai Pra, 1992).

Dei depositi terrazzati, i più antichi contengono vulcanoclasti provenienti dalle prime fasi eruttive del Monte Vulture, mentre i più recenti sono caratterizzati da ricche faune ad ospiti senegalesi che hanno permesso, anche grazie a datazioni assolute, di attribuirli allo stadio isotopico 5 della curva di Shackleton e Opdike (1973).

Un reticolo fluviale poco articolato e caratterizzato da incisioni anche profonde, come le *gravine* del lato ionico e *lame* di quello adriatico, seziona la successione di terrazzi e il suo basamento locale (Mastronuzzi e Sansò, 1993).

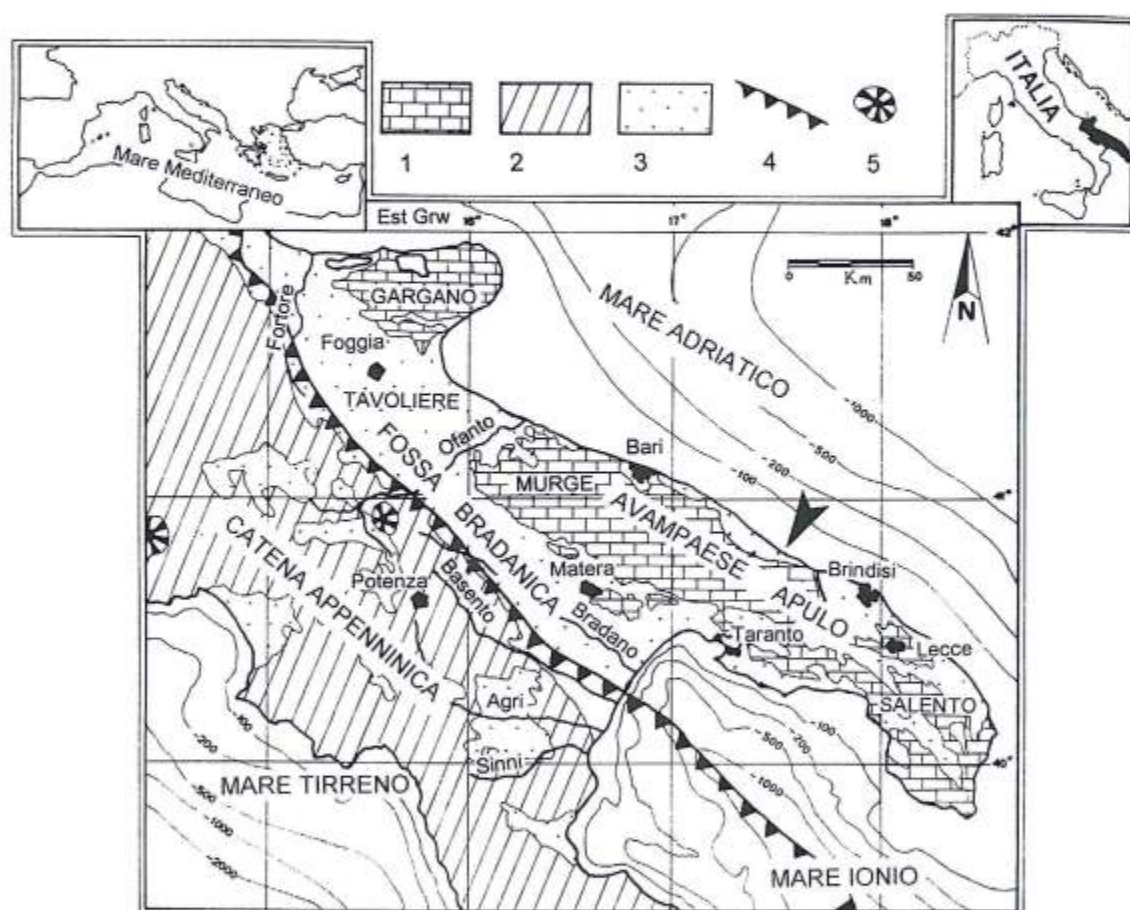


Figura 1 - Ubicazione geografica dell'area studiata. 1 - Calcarei mesozoici; 2 - Unità della Catena appenninica; 3 - coperture Plio-quaternarie; 4 - fronte dei sovrascorrimenti della Catena; 5 - edifici vulcanici.

La Baia di Torre Canne

La Baia di Torre Canne (Fig. 2) è aperta verso NE ed allungata per circa 6 km fra l'abitato di Torre Canne e la Torre San Leonardo alla sua estremità meridionale. Essa è modellata sulla *Calcarenite di Gravina*, ed ha alle spalle, nell'entroterra, una serie di superfici di abrasione, già ricordate più sopra, la più alta delle quali è ubicata a ridosso della ripida pendice che collega l'altopiano delle Murge alla piana costiera. Nel corso delle ricerche delle quali si riferisce in questa Nota è stato possibile appu-

rare che sulla più bassa di queste superfici si conservano sedimenti di spiaggia, nonché depositi di duna e di retroduna. Il sedimento di spiaggia, spesso un paio di metri, calcarenitico con clasti biogenici e granuli silicatici (quarzo, feldspati, ed opachi), è privo di macrofossili e, qua e là, è intensamente bioturbato da crostacei ed anellidi; esso è organizzato in lamine disposte con basso angolo di riposo e poggia a luoghi su un livello discontinuo di suolo contenente frammenti delle rocce del substrato, altrove su una piattaforma di abrasione. Lo stesso deposito è a sua volta coperto da un orizzonte di suolo rossastro spesso alcuni decimetri, al quale si sovrappone una duna, piuttosto cementata, di colore marrone chiaro, con lamine ad alto angolo. La duna è costituita da granuli di quarzo e di altri silicati e mostra nella parte bassa una evidente concentrazione di pirosseni e di granati provenienti dal Vulture (Fig. 3c,d). Analisi C¹⁴ su resti di *Pomatia* sp. (Tab. 1) hanno restituito un'età radiometrica, non calibrata, di 21750 ± 365 anni BP, da prendere con le dovute cautele, in quanto ormai al limite del metodo. La duna forma un cordone allungato NO - SE, parallelamente alla linea di costa, che raggiunge la quota di 17 m nella parte centrale dell'ampia Baia di Torre Canne e la massima ampiezza - una cinquantina di metri - in corrispondenza dell'estremità meridionale della stessa baia. In questo settore, oggi esposto a venti regnanti e dominanti settentrionali, si riscontra anche la massima profondità della spiaggia attuale e la massima dimensione della duna corrispondente. L' analogia di dimensioni fra forme del Pleistocene superiore e forme attuali e la loro distribuzione nella Baia potrebbero suggerire l'analogia e il ripetersi di condizioni meteomarine dei due episodi.

Alle spalle del cordone, comunque, si conservano sabbie continentali giallo-rossastre dello stagno retrodunare, spesse circa 4 m, ricche di pisoliti e di noduli di manganese.

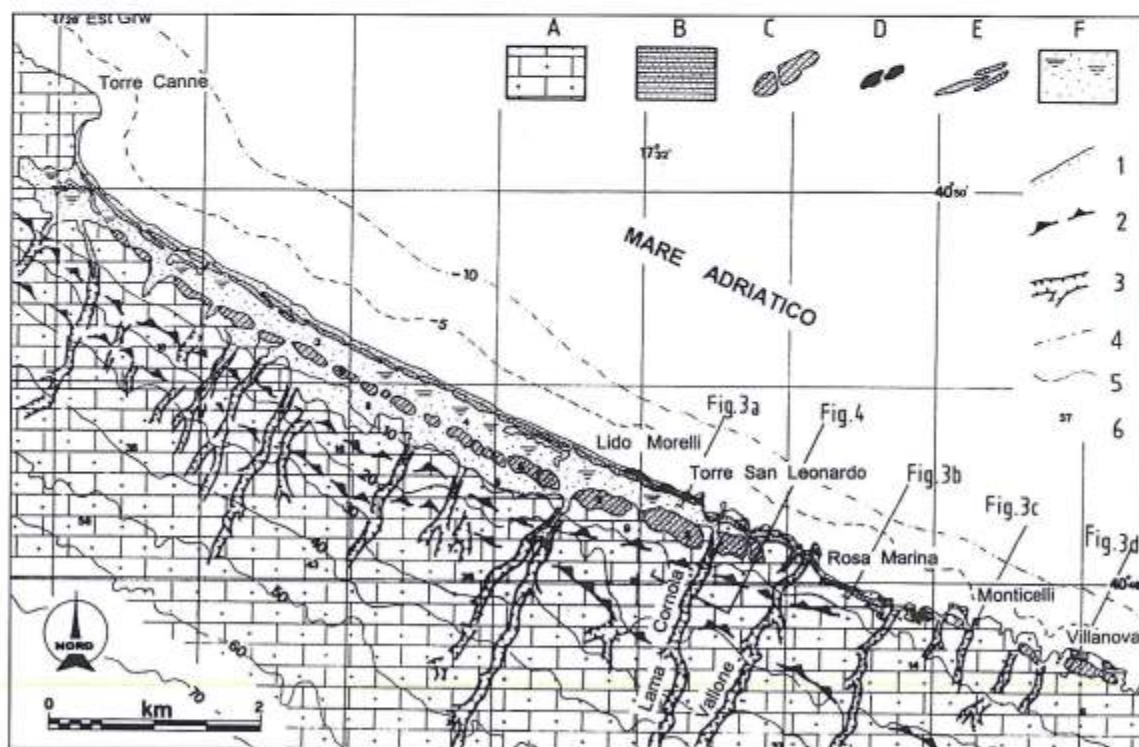


Figura 2 - Schema geomorfologico della baia di Torre Canne e dell'immediato entroterra. A) *Calcarenites di Gravina*; B) *panchina Tirreniana*; C) cordone dunare Tirreniano; D) cordone dunare medio olocenico; E) cordone dunare greco-romano; F) depositi di retrospiaggia e di laguna; 1) spiaggia sabbiosa; 2) falesia abbandonata; 3) solchi di incisione fluviale (*lame*); 4) isobate in m; 5) isoipse in m; 6) punti quotati.

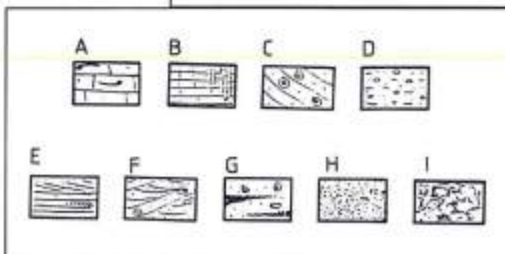
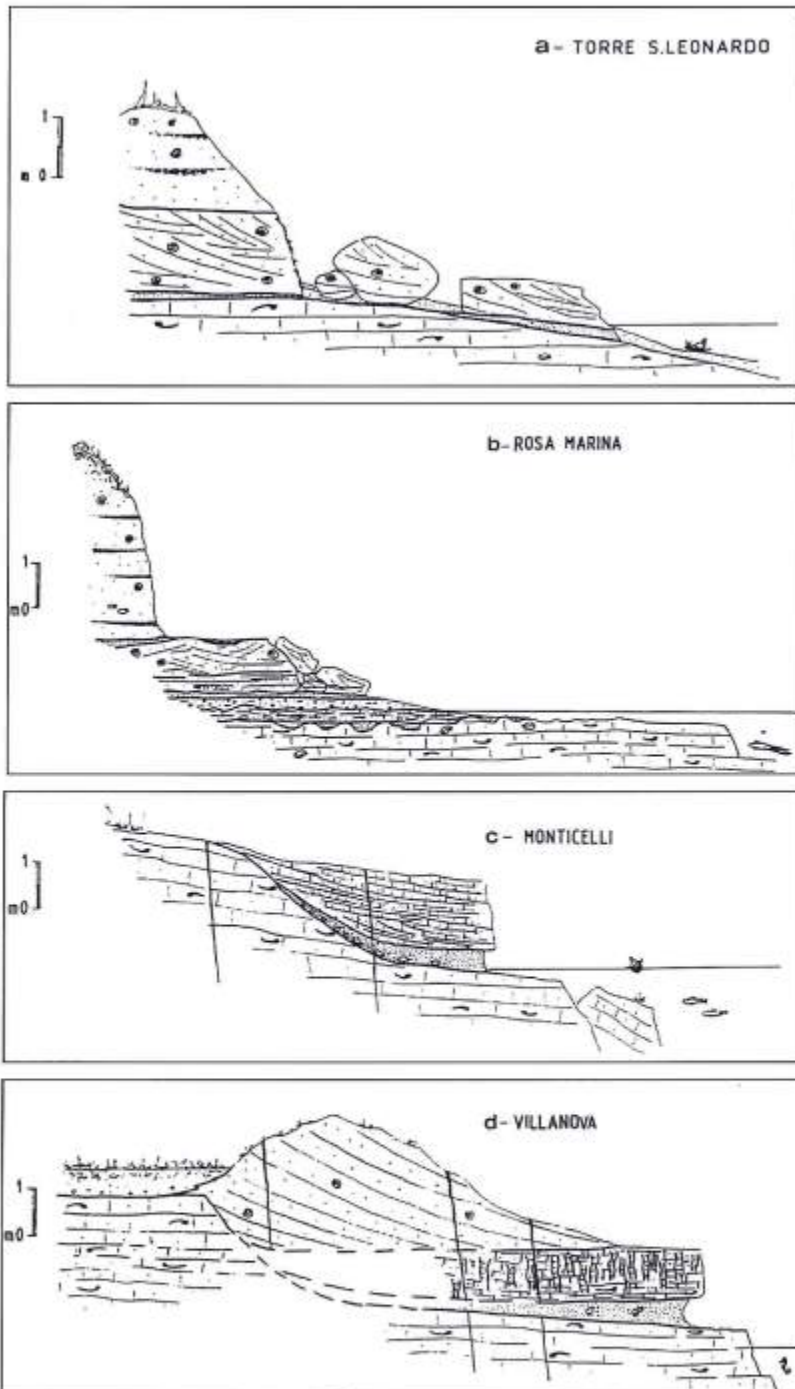


Figura 3 - Sezioni schematiche delle relazioni fra il basamento locale, il sistema di spiaggia tirreniano e le dune oloceniche (la scala orizzontale è indicativa):

A) *Calcarene di Gravina* (Pliocene superiore - Pleistocene inferiore); B) Panchina (Pleistocene superiore - Tirreniano); C) Eolianite (Pleistocene superiore - Tirreniano); D) Suolo con litoclasti; E) Deposito di Spiaggia (Olocene medio); F) Eolianite (Olocene medio); G) Eolianite (Olocene superiore); H) paleosuolo; I) suolo attuale.

Il cordone dunare è tagliato da solchi fluviali, corrispondenti al prolungamento verso mare delle *lame* incise nelle calcareniti più a monte, il cui *traverse* è occupato da depositi colluviali. Nei colmamenti di uno di questi solchi, la Lama Cornola, sono stati riconosciuti tre distinti livelli caratterizzati dalla presenza di resti di mammalofauna e di gasteropodi polmonati sovrapposti ad un livello sterile di breccie di versante.

Campioni prelevati dal primo livello con resti di mammiferi e di *Helix* sp. hanno indicato un'età C^{14} , non calibrata, di 11201 ± 370 anni BP (Tab. 1); il secondo livello, un suolo marrone con *Helix* e *Pomatia* spp., ha restituito un'età radiometrica C^{14} , non calibrata, di 9926 ± 300 anni BP; mentre l'orizzonte di chiusura della successione, costituito da un suolo marrone scuro anche con resti di frequentazione antropica e di sepolture neolitiche, ha restituito alcune *Pomatia* sp., con un'età C^{14} , anch'essa non calibrata, di 3389 ± 70 anni BP (Fig. 4).

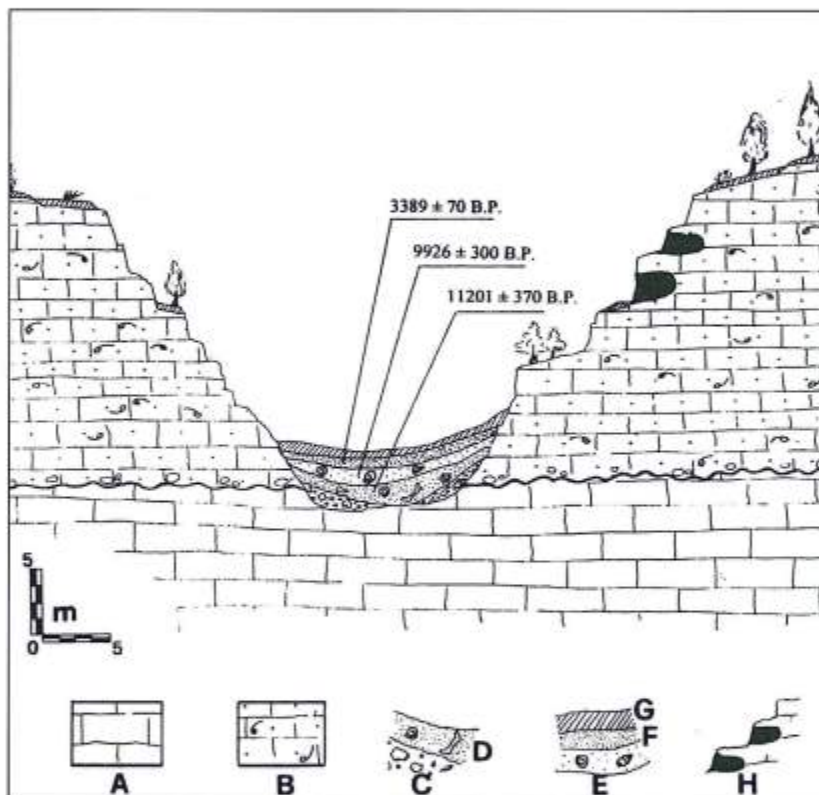


Figura. 4 - Sezione schematica trasversale di Lama Cornola.

A) Calcarei mesozoici; B) Calcarenite di Gravina; C) depositi di versante con clasti calcarenitici e calcarei; D) suolo rosso con ciottoli calcarenitici e calcarei, ossa di mammiferi ed esemplari di *Helix* sp.; E) suolo marrone con esemplari di *Helix* e *Pomatia* spp.; F) suolo marrone scuro con resti e sepolture neolitiche ed esemplari di *Pomatia* sp.; G) suolo attuale; H) villaggio rupestre neolitico.

Nella baia di Torre Canne si riconoscono anche i resti di altre due più recenti unità di prevalente accumulo eolico.

La più antica è costituita da un esteso cordone, elevato fino a 7-8 metri di quota, il quale, a luoghi, si estende sino al livello attuale del mare o addirittura poco al di sotto e limita un retrostante deposito di stagno retrodunale. Le sue sabbie sono grigio-giallastre, cementate, nella parte inferiore con laminazione incrociata a basso angolo, più tipica di una spiaggia emersa che non di una duna. Esso copre un orizzonte di suolo rosso-fegato che contiene resti di focolari e ceramiche neolitiche con età radiometrica C^{14} non calibrata di 6900 ± 90 anni BP (Coppola e Costantini, 1987). A Rosa Marina

(Fig. 3b) l'unità sfuma alla base, circa 1 m s.l.m., in un deposito sabbioso con tracce di locomozione di echinidi. Datazioni assolute su resti di *Helix* sp. provenienti dal deposito dunare hanno restituito età radiometriche C^{14} di 6084 ± 52 anni BP a Rosa Marina e di 6185 ± 90 anni BP a Torre San Leonardo (Dini et al., 2000) (Fig. 3a,b).

La seconda unità, costituita da sabbie marrone chiaro non cementate di spessore variabile, molto ricche di resti di *Helix* sp., dà luogo a un cordone dunare molto ben definito, a luoghi appoggiato al precedente, alto sino ad una decina di metri, e caratterizzato da interposti livelli decimetrici, discontinui di suolo marrone. Un campione di *Helix* sp. prelevato da queste dune pochi km più a sud dell'area studiata, alla foce della lama di Fosso Pantore, ha restituito un'età non calibrata di 2909 ± 90 anni BP (Dini et al., 2000). Lungo tutta la baia di Torre Canne il cordone è in più luoghi profondamente eroso dal mare che ha inciso sulla sua parte esterna una breve falesia, altrove è stato del tutto asportato e il mare ha raggiunto i connessi depositi di retroduna. *Helix* sp. raccolti in quest'ultimi nei pressi di Torre Canne hanno restituito un'età radiometrica C^{14} non calibrata di 2110 ± 90 anni BP (Magri e Zezza, 1970).

Tabella 1 - Quadro sinottico delle datazioni C^{14} disponibili per l'area studiata. A - Laboratorio di Geochimica Isotopica dell'Università degli Studi di Trieste (Italia); B - Geochron Laboratoires Krueger Enterprises Inc. (Cambridge, Massachusetts, U.S.A.)

Sito	Località	Bibliografia	Campione	Unità	Età C^{14}	Laboratorio
10	Torre Canne	Magri & Zezza, 1970	<i>Helix</i>	suolo	2110 ± 90	-
9	Fosso Pantore	Dini et al., 2000	<i>Helix</i>	duna	2910 ± 50	A
8	Lama Cornola	-	<i>Helix</i>	alluvione	3389 ± 70	A
7	Torre Santa Sabina	Dini et al., 2000	<i>Helix</i>	duna	5290 ± 120	A
6	Rosa Marina	Dini et al., 2000	<i>Helix</i>	duna	6084 ± 52	B
5	Torre San Leonardo	Dini et al., 2000	<i>Helix</i>	duna	6185 ± 90	A
4	Torre Canne	Coppola e Costantini	Legno	suolo	6900 ± 90	-
3	Lama Cornola	-	<i>Pomatia</i> / <i>Helix</i>	alluvione	9926 ± 300	A
2	Lama Cornola	-	<i>Helix</i>	alluvione	11201 ± 370	A
1	Il Pilone	-	<i>Pomatia</i>	duna	21750 ± 365	A

Discussione

I dati litostratigrafici, morfologici e radiometrici ora elencati permettono di ricostruire, e in qualche modo datare, la successione degli episodi morfogenetici più recenti che hanno interessato la zona di Torre Canne. Tali episodi sono successivi al Pleistocene medio, cioè al più recente e più basso dei terrazzi di abrasione modellati sui versanti delle colline e anche alla sua incisione da parte delle lame e delle gravine; essi sono testimoniati da depositi costieri, marini e fluviali e dalla formazione di sistemi di spiaggia nel complesso riferibili ad un lasso di tempo esteso dall'ultimo interglaciale, il Tirreniano, ad oggi. In Figura 5 sono ricostruiti i diagrammi a blocchi che mostrano l'evoluzione dell'ambiente costiero della baia e la deposizione delle unità litologiche durante le fasi salienti della sua formazione di seguito riportate.

Fase 1 - Unità T1/d1/r1 (primo sistema terrazzo/duna/retroduna) - Il primo degli episodi riconosciuti riguarda la formazione del terrazzo marino (T1, Fig. 5a e Fig. 6), della sua copertura sedimentaria, nonché l'accumulo della prima e più antica duna (d1, Fig. 5b). Magri e Zezza (1970) correlano i sedimenti di questo terrazzo con quelli presenti sul lato ionico della Puglia, fra i 12 m di quota e il livello del mare attuale, caratterizzati dalla presenza di *Strombus bubonius*.

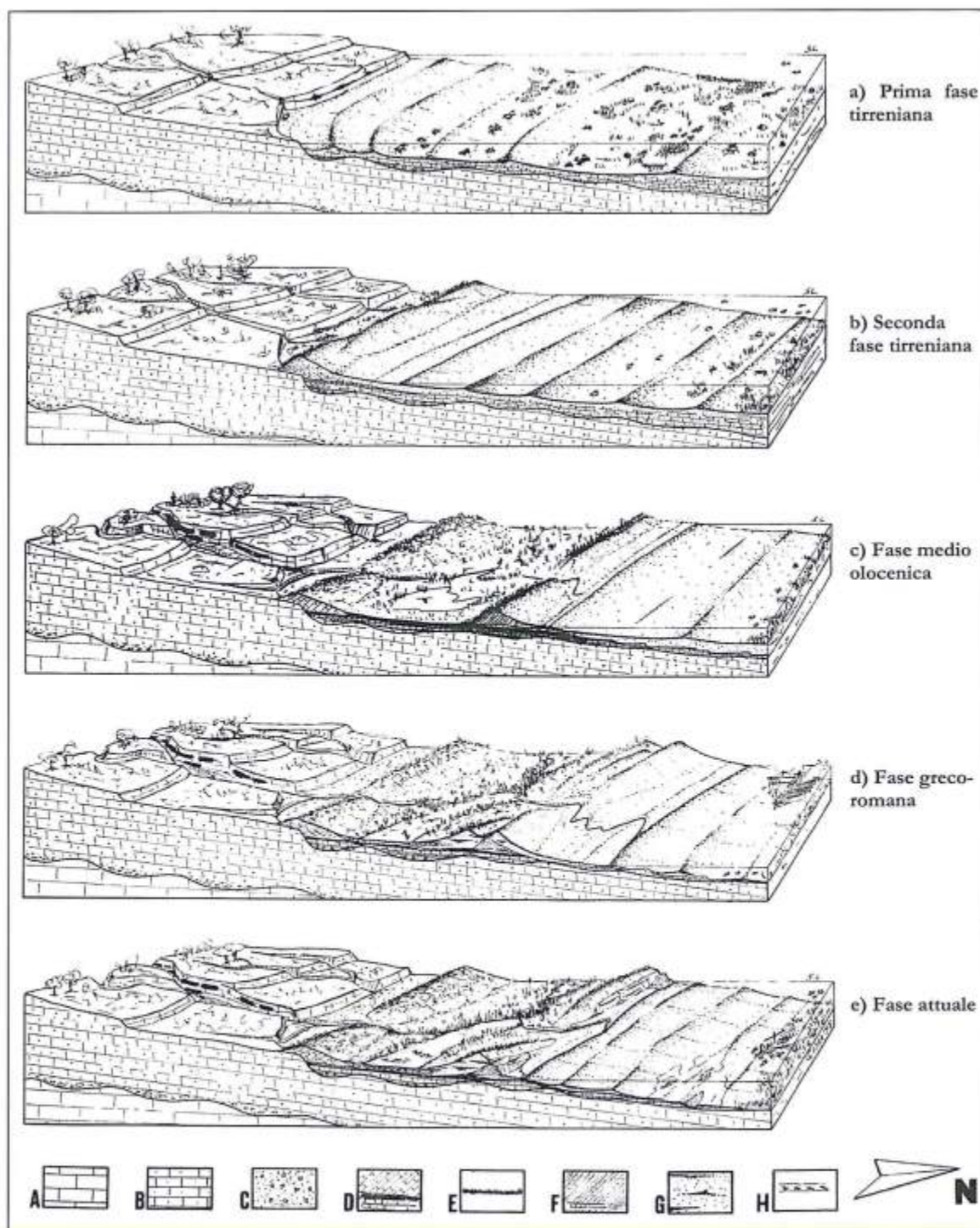


Figura 5 (a-b-c-d-e) - Evoluzione della baia di Torre Canne dal Tirreniano al presente (i rapporti dimensionali sono solo indicativi): A) Calcari mesozoici; B) *Calcarenite di Gravina*; C) paleosuolo; D) spiaggia, suolo e cordone dunare Tirreniano (T1 - d1 - r1); E) paleosuolo; F) spiaggia e cordone dunare medio olocenico (T2 - d2); G) cordone dunare greco - romano (d3); H) depositi retrodunari.



Figura 6 - Spiaggia tirreniana in trasgressione sulle *Calcareniti di Gravina* in località Monticelli; un livello di breccia e suolo marca il contatto fra le due Unità.

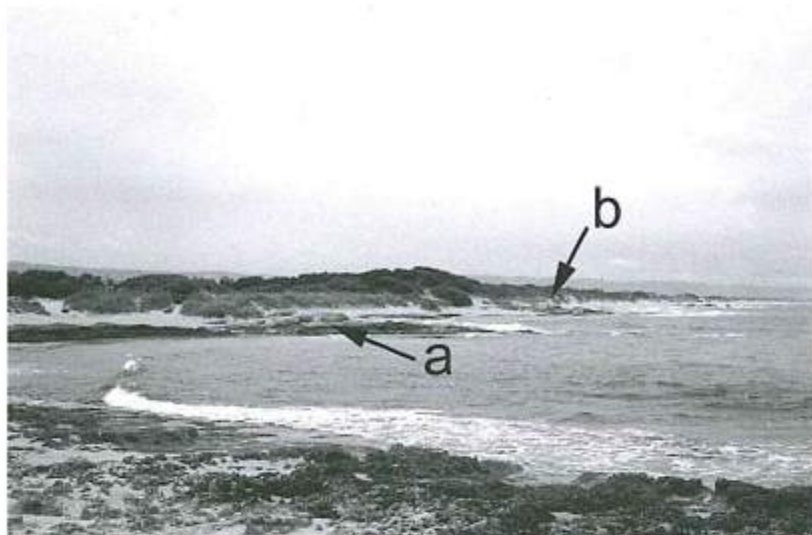
Alcuni Autori (Iannone e Pieri, 1979; Pieri, 1988) hanno ipotizzato che la linea di costa relativa fosse circa 30 metri più alta dell'attuale. Per quanto riguarda la baia di Torre Canne e il litorale a nord di Brindisi la mancanza di dati di cronologia assoluta e l'assenza di macrofossili significativi non consentono a tutt'oggi di avvalorare o confutare alcuna ipotesi. Cionondimeno, la presenza nel deposito di spiaggia di minerali pesanti del Vulture e di un sottile livello di suolo fra il deposito di spiaggia (T1) e la soprastante duna (d1), indicano che la spiaggia deve essersi formata in tempi successivi alle fasi eruttive del Monte Vulture (Villa, 1985; La Volpe e Principi, 1994), almeno durante il Pleistocene medio; mentre il livello di suolo soprastante suggerisce un piccolo allontanamento della linea di riva, forse una piccola regressione e una successiva, nuova trasgressione.

Questi dati insieme al fatto che nell'area di retroduna sono presenti sedimenti (r1) derivanti da alterazione in ambiente caldo-umido e insieme alla quota attuale della spiaggia, suggeriscono un episodio di stazionamento del mare poco sopra il suo livello attuale, e consentono di ipotizzare che la formazione del sistema spiaggia - duna - retroduna (T1, d1, r1) si sia realizzata in due fasi distinte nel corso del Tirreniano. Va ricordato che al momento è da ritenersi inaffidabile la già ricordata attribuzione radiometrica C^{14} dei depositi eolici a circa 21000 anni BP e quindi allo OIS 2, in quanto essa è al limite del metodo; analogamente, i dati bibliografici indicano un livello del mare a profondità decisamente incongruenti con la quota attuale del sedimento (Chappel e Shackleton, 1986; Shackleton, 1987; Bloom e Yonekura, 1990).

Fase 2 - Unità c1/2/3/4 (depositi di alveo torrentizio) - I depositi presenti nell'alveo delle *lame* sono attribuibili alla fase würmiana e all'Olocene, tanto perché i corsi d'acqua tagliano i cordoni dunari tirreniani quanto perché datazioni assolute sui livelli c2/3/4 restituiscono età radiometriche non calibrate, comprese fra 11000 e 3300 anni BP.

Fase 3 - Unità T2/d2 (secondo sistema terrazzo/duna) - La seconda generazione di depositi di spiaggia e di duna è attribuibile, grazie alle datazioni C^{14} e ai dati archeologici, ad uno stazionamento del mare durante l'Olocene medio, circa 6000 anni BP (Fig. 5c e Fig. 7), ad una quota relativa di circa +1 m rispetto alla posizione attuale. La situazione riscontrata sul terreno indica una fase di rapida risalita post-glaciale del livello del mare ed un suo successivo stazionamento che marca la massima ingressione versiliana. La linea di riva era prossima a quella attuale e un'ampia spiaggia, ben rifornita, alimentava il cordone dunare.

Figura 7 - Torre San Leonardo, all'estremità meridionale della baia di Torre Canne: le sabbie cementate del sistema di spiaggia medio olocenico costituiscono punte ormai in avanzata fase di erosione da parte del moto ondoso (a); su queste dune poggia il cordone dunare di età greco-romana (b).



Fase 4 - Unità d3 - (terzo sistema dunare) - La terza e più recente fase morfogenetica è testimoniata dalla presenza di un cordone dunare con intercalati livelli di suolo, attribuiti su base radiometrica a circa 2500 anni BP (Fig. 9d). In questa fase un livello del mare più basso di quello attuale (Fig. 6) è indicato dai siti archeologici di Egnatia e Carbinia, poco a Nord e a Sud della baia di Torre Canne (Vlora, 1975; Coppola, 1977; Mastronuzzi et al., 1994); tale cordone dunare, alimentato da una spiaggia presumibilmente estesa, è caratterizzato dall'alternanza di periodi di accumulo eolico e di formazione di orizzonti di suolo, forse in relazione a brevi oscillazioni del clima (Boenzi et al., 1996). In più punti le sabbie di questa fase poggiano sulle dune medio oloceniche.

Conclusioni: evoluzione della linea di costa e variazioni del livello del mare

L'attuale linea di costa e quella tirreniana sono all'incirca parallele; la più antica corre nella baia di Torre Canne circa duecento metri più all'interno ed è marcata dalla presenza di un sistema di spiaggia - duna - retroduna. In esso si riscontrano gli effetti di due stazionamenti relativi del mare Tirreniano: il primo, 4-6 m sopra la sua posizione attuale, modellò una falesia sulle *Calcareniti di Gravina* ed una piattaforma di abrasione su cui depositò sabbie intensamente bioturbate da crostacei; il secondo, verificatosi dopo un breve ciclo di ritiro e riavanzata del mare, permise l'accumulo di un cordone dunare, alto sino a 17 m sopra il livello del mare attuale, che occluse le foci dei corsi d'acqua e in parte limitò uno stagno retrodunale.

La fase würmiana a sua volta fu segnata dalla profonda regressione che portò il livello del mare circa in corrispondenza dell'attuale isobata 120 m. In tale circostanza i corsi d'acqua, approfondendo il proprio letto, tagliarono prima il cordone dunare e poi, in conseguenza del sollevamento del mare, videro le parti d'alveo più vicine al mare colmate da depositi continentali di vario tipo.

Appena più in basso e più vicino al mare attuale si riconosce, poi, il sistema di stagni costieri - duna - spiaggia che si è addossato a quei sedimenti di alveo nel corso della massima trasgressione medio-olocenica, circa 6000 anni fa. In questa circostanza il mare doveva essere in corrispondenza di un massimo relativo circa un metro sopra la sua posizione attuale; la linea di riva doveva essere spostata al largo rispetto quella attuale in quanto tra essa e il piede del cordone dunare doveva esserci una spiaggia sufficientemente ampia per fornire spazio e materiale alla deflazione. I dati raccolti indicano che la formazione delle dune fu particolarmente veloce e priva di significative interruzioni.

Durante l'epoca greco-romana un abbassamento del livello del mare sino a circa 2/3 metri sotto la sua posizione attuale consentì la realizzazione di strutture urbane conservate in resti nei siti archeologici di Egnatia e Carbinia, poco a Nord e a Sud della baia di Torre Canne. L'abbassamento espose estese superfici sabbiose alla deflazione, la quale alimentò la costruzione di dune, in parte addossan-

dole ai resti del cordone medio-olocenico; l'accumulo, presumibilmente a causa di fatti climatici, fu spesso interrotto da episodi di colonizzazione vegetale e di pedogenesi.

In sintesi, dopo l'ultimo stazionamento in corrispondenza dell'attuale isobata 120 m circa, il mare risalì rapidamente fino a portarsi, verso 6000 anni fa, circa 1 metro sopra la sua posizione attuale (Fig. 8). Subito dopo tornò ad abbassarsi di qualche metro, forse anche mediante più oscillazioni, sino a raggiungere in epoca greco romana un minimo regressivo relativo di 2 o 3 m.

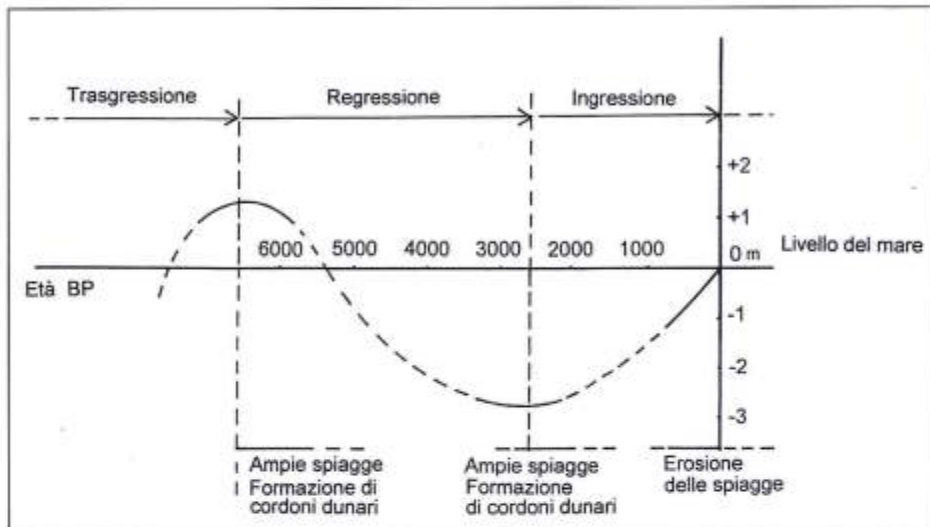


Figura 6 - Curva delle variazioni relative del livello del mare durante gli ultimi 6000 anni dell'Olocene (da Dini et al., 2000; modif.).

Le ampie superfici scoperte fornirono la maggior parte delle sabbie che costituiscono la attuale spiaggia nella estesa baia di Torre Canne. Da allora il livello del mare in lento graduale sollevamento (Fig. 8) produce, insieme con altri fenomeni connessi all'attività antropica, lo scalzamento dei cordoni dunari olocenici (Fig. 9).



Figura 9 - Posto di Tavernese, circa al centro della baia di Torre Canne: il cordone dunare vegetato di età greco-romana in avanzata fase di erosione.

Ringraziamenti

Gli Autori ringraziano il Prof. D. Coppola, Direttore del Museo delle Civiltà Preclassiche della Muraglia Meridionale (Ostuni, Brindisi) per le preziose indicazioni archeologiche; il Prof. L. Longinelli e la Dott.ssa M. Dini del Laboratorio di Geochimica Isotopica dell'Università degli Studi di Trieste (Italy), per la disponibilità mostrata nell'effettuare e discutere le analisi C¹⁴.

Un particolare ringraziamento ai referee, Prof. L. D'Alessandro e Dott. U. Simeoni, per gli utili suggerimenti forniti al fine di migliorare l'esposizione dei dati.

Lavoro eseguito nell'ambito del progetto M.U.R.S.T., Cofinanziamento (ex 40%), "Bilancio sedimentario dei sistemi costieri italiani. Processi naturali ed influenze antropiche" (Resp. Naz.: Prof. Giuliano Fierro; Resp. U.O.L.: Prof. Giovanni Palmentola)

Riferimenti bibliografici

- Bloom A.L. e Yonekura N. (1990) - *Graphic analysis of dislocated Quaternary shorelines*. In: "Sea-Level Change. Studies in Geophysics". National Academy Press, Washington DC, 104-115
- Boenzi F., Caldara M. e Pennetta L. (1996) - *L'influenza delle variazioni climatiche e dei processi storico-sociali sull'evoluzione delle forme del rilievo del Mezzogiorno*. Atti del Convegno "Territorio e Società nelle Aree Meridionali", 5-30, Bari - Matera, 24-27 ottobre 1996.
- Chappell J. e Shackleton N.J. (1986) - *Oxygen isotopes e sea level*. Nature, 324,137-140.
- Ciaranfi N., Pieri P. e Ricchetti G. (1988) - *Note alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centro-meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 449-460.
- Ciaranfi N., Pieri P. e Ricchetti G. (1994) - *Linee di costa e terrazzi marini pleistocenici nelle Murge e nel Salento: implicazioni neotettoniche*. Riassunti 77° Congr. Soc. Geol. It., Bari, 170-172.
- Coppola D. (1977) - *Civiltà antiche nel territorio di T.S. Sabina (Carovigno - Brindisi)*. Ricostruzione topografica ed avvicinamenti culturali. Ricerche e Studi, 10, 47-110.
- Coppola D. e Costantini L. (1987) - *Le néolithique ancien littoral et la diffusion des céréales dans le Poulles durant le VI millénaire: les sites de Fontanelle, Torre Canne et de Le Macchie*. Premières Communautés Paysannes en Méditerranée Occidentale. Colloque du CNRS, Montpellier 1983, 249-253.
- Cosentino D. e Gliozzi E. (1988) - *Considerazioni sulle velocità di sollevamento di depositi entirreniani dell'Italia meridionale e della Sicilia*. Mem. Soc. Geol. It., 4, 653-665.
- D'Alessandro A. e Iannone A. (1982) - *Pleistocene carbonate deposits in the area of Monopoli (Bari Province): sedimentology e palaeocology*. Geologica Romana, 21, 603-653.
- Dai Pra G. e Hearty P.J. (1988) - *I livelli marini pleistocenici del Golfo di Taranto. Sintesi Geocronostratigrafica e tettonica*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 637-644.
- Dai Pra G. e Hearty P.J. (1989) - *Variazioni del livello del mare sulla costa ionica salentina durante l'Olocene. Epimerizzazione dell'isoleucina in Helix sp.* Mem. Soc. Geol. It., 42, 311-320.
- Di Geronimo I. (1969) - *I depositi quaternari della costa tra Brindisi e Torre Canne (Puglia)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., in Catania, 20: 195-224.
- Di Geronimo I. (1970) - *Geomorfologia del versante adriatico delle Murge di SE (zona di Ostuni, Brindisi)*. Geologica Romana, 9, 47-58.
- Di Geronimo I. (1979) - *La malacofauna di Punta Penne (Brindisi)*. Bollettino Malacologico, 14 (3-4), 41-56.
- Dini M., Mastronuzzi G. e Sansò P. (2000) - *The Effects of Relative Sea Level Changes on the Coastal Morphology of Southern Apulia (Italy) during the Holocene*. In Slaymaker O. (Ed.) "Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Changes". John Wiley e Sons: Chichester, U.K. 322 pp, 43-66.
- Dogliani C., Mongelli F. e Pieri P. (1994) - *The Puglia uplift (SE Italy): an anomaly in the forele of the Apenninic subduction due to the buckling of a thick lithosphere*. Tectonics, 13: 1309-1321.
- Hearty P.J. e Dai Pra G. (1992) - *The age e stratigraphy of Middle Pleistocene e younger deposits along the Gulf of Taranto (Southeast Italy)*. Journal of Coastal Research, 8: 82-105.
- Iannone A. e Pieri P. (1979) - *Considerazioni critiche sui "Tufo calcarei delle Murge"*. Nuovi dati litostratigrafici e paleoambientali. Geogr. Fis. e Dinam. Quat., 2: 173-186.

- Istituto Idrografico della Marina (1984) - *Il vento e lo stato del mare – vol. III*. Genova.
- La Volpe G. and Principi C. (1994) - *Il Monte Vulture*. Guida alla escursione generale pregressuale, 77° Congr. Soc. Geol. It., Bari 23/09-1/10/1994.
- Magri G. e Zezza F. (1970) - *I depositi dunari della costa adriatica tra Monopoli (Bari) e Torre S. Sabina (Brindisi) in rapporto alle oscillazioni del livello marino*. Geol. Appl. e Idrogeol., 5, 49-54.
- Mastronuzzi, G. e Sansò, P. (1993) - *Inquadramento geologico e morfologico della Gravina di Riggio (Grottaglie, Taranto)*. Itinerari Speleologici, II, 7, 23-36
- Mastronuzzi G., Palmentola G. e Sansò P. (1994) - *Le tracce di alcune variazioni del livello del mare olocenico tra Torre dell' Orso e Otranto (LE)*. Geogr. Fis. e Dinam. Quat., 17, 55-60.
- Mastronuzzi G., Palmentola G. e Sansò P. (1999) - *La Storia Geologica*. In: Mastronuzzi G. e Marzo P. (eds) *“Le Isole Chéradì fra Natura, Leggenda e Storia”*. Fondazione Ammiraglio Michelagnoli – Università degli Studi di Bari, Stampasud, Mottola (Taranto), pp. 240.
- Palmentola G. (1987) - *Lineamenti geologici e morfologici del Salento leccese*. Atti del Convegno “Le conoscenze geologiche del territorio salentino”, Lecce 12 dicembre 1987, Quad. Ric. Centro Studi Geotec. e d'Ing., 11, 7-23.
- Pieri P. (1988) - *Evoluzione geologica e morfologica dell'area di Bari*. In: *“Archeologia di una città. Bari dalle origini al X secolo”*, Edipuglia, Bari, 284 pp.
- Ricchetti G. (1967) - *Osservazioni preliminari sulla geologia e morfologia dei depositi quaternari nei dintorni del Mar Piccolo (Taranto)*. Atti Acc.Gioenia di Sc. Nat. in Catania, s.6: 123-130.
- Ricchetti G. (1972) - *Osservazioni geologiche e morfologiche preliminari sui depositi quaternari affioranti nel F°203 “Brindisi”*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, 81: 543-566.
- Ricchetti G. (1980) - *Contributo alla conoscenza strutturale della Fossa Bradanica e delle Murge*. Boll. Soc. Geol. It., 99, 421-430.
- Selli R. (1962) - *Le Quaternaire marin du versant Adriatique-Ionien de la péninsule italienne*. Quaternaria, 6, 391-413.
- Shackleton N.J. (1987) - *Oxygen isotopes, ice volume e sea level*. Quaternary Science Reviews, 6, 183-190.
- Shackleton N.J. e Opdike N.D. (1973) - *Oxygen isotope e paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperature e ice volumes on a 10⁵ year e 10⁶ year scale*. Quaternary Research, 3, 39-55.
- Villa I.M. (1985) - *Cronologia ³⁹Ar/⁴⁰Ar del Complesso Vulcanico del Monte Vulture*. Rend. SIMP, 41, 146-147.
- Vlora N.R. (1975) - *Considerazioni sulle variazioni della linea di costa tra Monopoli (Bari) ed Egnatia (Brindisi)*. Ist. Geogr. Fac. Magistero Univ. Bari, ser.2, 2, 1-64.

Manoscritto ricevuto il 15/6/2001, accettato il 13/7/2001.

Nuovi dati cronostratigrafici sul sottosuolo della piana deltizia del Fiume Ombrone (Toscana Meridionale)

Piero Bellotti ¹⁻⁶, Giorgio Belluomini ², Luisa Bergamin ³, Maria Gabriella Carboni ¹⁻⁶,
Letizia Di Bella ¹, Salvatore Improta ⁴, Polina Pavlovna Letunova ⁵, Luigia Mandra ¹,
Tatyana Gavrilovna Potyomkina ⁵, Publio Valeri ¹, Pierluigi Vesica ²

¹ Dipartimento di Scienze della Terra, Università "La Sapienza", P.le A. Moro, 5 - 00185 Roma.

² Istituto Tecnologie Applicate ai Beni Culturali. CNR - Via Salaria - Roma.

³ ICRAM - Via di Casalotti, 300 - 00166 - Roma.

⁴ Dipartimento di Fisica, Università "La Sapienza", P.le A. Moro, 5 - 00185 Roma.

⁵ Limnological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Box 4199, 664033 - Irkutsk.

⁶ CNR - Centro di Studio per il Quaternario e l'Evoluzione Ambientale, P.le A. Moro, 5 - 00185 Roma.

Riassunto

Nella piana deltizia del Fiume Ombrone è stata effettuata una perforazione spinta fino a -50 m dal piano di campagna. Sui campioni prelevati sono state effettuate analisi tessiturali, microfaunistiche, palinologiche e alcune datazioni con radiocarbonio. I risultati delle analisi hanno messo in evidenza che la successione è caratterizzata da sedimenti costieri suddivisibili nei seguenti intervalli:

-50/-45 m - sedimenti pelitici di piana costiera con paludi salmastre in clima freddo umido con età superiore a 30 Ky BP;

-45/-39 - depositi prevalentemente ghiaiosi, ritenuti un corpo deltizio lagunare prodotto dal Fiume Ombrone;

-39/-10 m - sedimenti limoso-fangosi depositi, durante l'ultima fase di deglaciazione, in un bacino costiero i cui caratteri fisiografici variavano nel tempo. Sono riconoscibili ambienti palustri, di laguna ristretta, di laguna ben collegata con il mare e di foce fluviale. Il clima presenta diverse oscillazioni con un trend di generale riscaldamento;

-10/0 m - sedimenti sabbiosi e pelitici depositi, in clima caldo o temperato, dopo la stabilizzazione del livello marino. Questi sedimenti derivano dalla progradazione dell'attuale delta del Fiume Ombrone.

Abstract

A 50 m deep well was drilled in the delta plain of the Ombrone river. Samples have been investigated through grain size, microfaunistic and palinological analysis, and four radiocarbon ages have been calculated. Processed data pointed out that the sediments have settled in a coastal zone. It is possible to subdivide the sedimentary succession into four intervals:

-50/45m - coastal plain muddy sediments, presence of brackish marshes and ponds, damp and cold climate. Radiocarbon age > 30ky B.P.

-45/39m - mainly gravelly deposits ascribed to lagoon-delta body built by Ombrone river.

-39/-10m - muddy and silty sediments, settled during the last postglacial sea level rise, into a coastal basin with variable physiographic features. We have also recognised open and restricted lagoon phases, marshy environments and marine environment conditions strongly influenced by a river mouth. Climate is variable with a general trend towards a warmer climate.

-10/0m - Sandy, silty and muddy sediments settled after the postglacial sea level still stand (last 6Ky) in a temperate or warm climate. These deposits constitute the present delta body of the Ombrone river.

The sediments comprised between 0 and -45 m represent the postglacial depositional sequence which can be subdivided in a trasgressive system tract (-45 / -10 m) and a high stand system tract (-10 / 0 m).

Introduzione

Il sottosuolo della pianura grossetana, compresa tra la costa e i rilievi che vanno da Poggio Ballone ai Monti dell'Uccellina, (Fig. 1) è conosciuto essenzialmente per una serie di perforazioni eseguite per lo più per captare acque a fini irrigui. Bravetti e Pranzini (1987) hanno fornito su tale base, corredata con alcuni dati microfaunistici, una visione d'insieme del sottosuolo di tale area. Secondo tali Autori, durante l'ultimo basso stazionamento glacioeustatico del livello marino, l'area in esame era caratterizzata dalle valli incise dal F. Bruna (nella parte settentrionale) e dal F. Ombrone (in quella meridionale). Le due paleovalle, separate da uno sperone ghiaioso-sabbioso di probabile età pleistocenica orientato circa NE-SW, sono state colmate durante il sollevamento postglaciale del livello marino. Il colmamento sarebbe avvenuto con sedimenti prevalentemente pelitici e pelitico-torbosi di ambiente lagunare (in cui risultano presenti diverse lenti ghiaiose) chiusi, verso mare da sedimenti sabbiosi di barriera costiera.



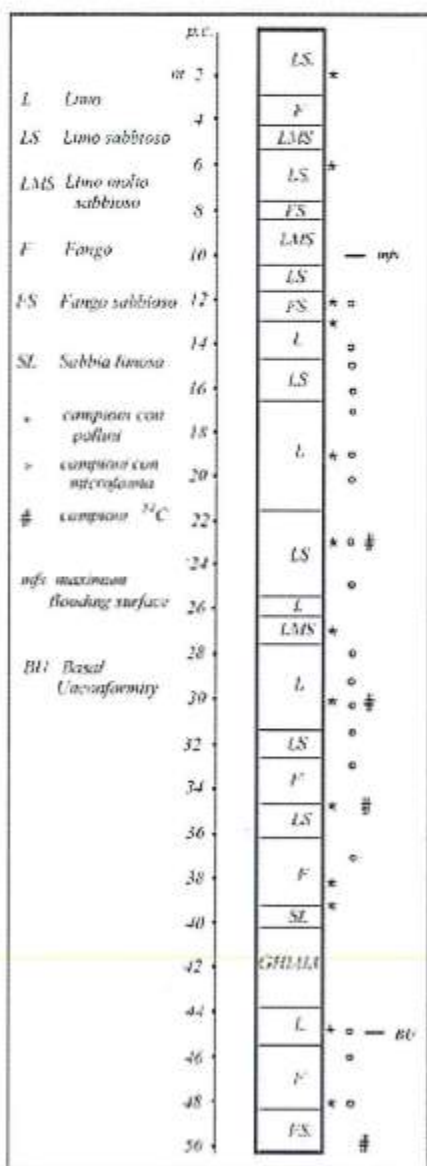
Figura 1 - Ubicazione del delta del Fiume Ombrone. Il quadrato nero nell'ultima ansa del fiume indica la posizione della perforazione di cui si riferisce nel testo.

Più recentemente, Bellotti et al. (2000), distinguono nella paleovalle del F. Ombrone quattro corpi ghiaioso-sabbiosi sovrapposti, intercalati alle peliti di laguna; questi vengono ritenuti corpi fluvio-deltizi lagunari costruiti dal F. Ombrone. La loro messa in posto sarebbe avvenuta durante il sollevamento postglaciale del livello marino che causò la migrazione verso terra del sistema barriera-laguna, in cui la foce era probabilmente confinata. All'interno della stessa laguna, gli autori individuano altresì corpi sabbiosi minori anch'essi ritenuti delta lagunari costruiti da più piccoli corsi d'acqua.

Al fine di migliorare la conoscenza del sottosuolo della piana dell'izia del F. Ombrone è stato effettuato, presso l'ultimo meandro (N 42°41'55" - E 11°04'24") ad una quota di circa 2 m sul l.m., un sondaggio spinto fino alla profondità di 50 m dal piano di campagna. Sui materiali raccolti sono state effettuate analisi tessiturali, microfaunistiche, palinologiche e radiometriche con ¹⁴C.

Aspetti sedimentologici

L'esame tessiturale è stato condotto su 44 campioni prelevati lungo tutta la carota (Fig. 2); le sigle relative sono derivate dalla classificazione triangolare di Tortora (1999). Tutte le quote si intendono relative al piano di campagna. Risulta evidente che i sedimenti più rappresentati sono quelli limosi più o meno sabbiosi. Tali sedimenti si presentano talvolta compatti altre volte più incoerenti, più o meno plastici e di colore variabile dall'avana al verdastro localmente scuri per concentrazioni di sostanza organica. Resti vegetali parzialmente carbonizzati sono stati rinvenuti tra 18 e 24 metri dal piano di campagna mentre diversi resti di bivalvi sono stati reperiti in vari campioni al di sotto di 12 metri dal p.c. Al di sotto di 44 m nell'argilla verdastra sono contenuti alcuni ciottoli carbonatici di dimensioni centimetriche. Tra 40 e 44 m dal p.c. sono presenti ghiaie sciolte con buon grado di arrotondamento e classazione e con diametri massimi di circa 10 centimetri. Litologicamente tali clasti sono attribuibili essenzialmente alle formazioni carbonatiche affioranti nel bacino del F. Ombrone. In questo orizzonte ghiaioso è presente una falda i cui valori di salinità risultano troppo alti per un uso irriguo.



Micropaleontologia

Ai fini dello studio paleontologico, 43 campioni del sondaggio sono stati tutti trattati con H₂O₂ e lavati con un setaccio di 0,125 mm di maglia. Il residuo è stato sottoposto ad analisi qualitativa per l'individuazione dei diversi gruppi di organismi presenti (foraminiferi, ostracodi, molluschi). L'analisi quantitativa sulle associazioni a foraminiferi ha fornito un esauriente quadro delle oscillazioni del livello marino. Tale indagine, che viene effettuata su almeno 300 individui bentonici, è stata possibile solamente su 18 campioni (Fig. 2) poiché i rimanenti erano sterili o presentavano una fauna insufficiente.

Lo studio dei molluschi e degli ostracodi, tuttora in corso, fornirà ulteriori indicazioni per quei sedimenti in cui i foraminiferi sono assenti o scarsi.

La ricostruzione paleoambientale è stata effettuata in base alle caratteristiche dell'associazione a foraminiferi bentonici e, in particolare alla composizione dell'associazione, alla sua diversità specifica e all'abbondanza faunistica. Questi dati hanno fornito rilevanti indicazioni riguardanti la salinità, la circolazione delle acque e il grado di connessione con il mare aperto.

Sono state individuate 34 specie e quattro associazioni principali, attribuibili ad ambienti a diversa salinità:

1) Associazione ad *Ammonia parkinsoniana* ed *Ammonia tepida* (campioni: 42-40; 31-30).

Questa associazione è caratterizzata da un indice di diversità α (Fisher, 1943) < 1 e può quindi essere definita oligotipica; la fauna è sempre piuttosto scarsa e gli individui presentano spesso un guscio irregolare.

Figura 2 - Distribuzione delle litologie e dei campioni analizzati lungo la perforazione.

Dall'analisi quantitativa emerge la dominanza di *A. parkinsoniana* (max 71%) e *A. tepida* (max 36%), specie che tollerano bassa salinità e sono abbondanti in associazioni di ambiente estuarino e lagunare (Jorissen, 1988; Sgarrella & Moncharmont-Zei, 1993). In questi campioni inoltre si rinvennero oogoni di carofite, opercoli di *Bithynia* sp. ed abbondanti frustoli vegetali. Per questi sedimenti può essere identificato quindi un ambiente di laguna salmastra ben separata dal mare aperto e con elementi di spiccata continentalità;

2) Associazione ad *Ammonia parkinsoniana* ed *Haynesina depressula* (campioni: 20-17).

Le due specie che caratterizzano l'associazione risultano sempre molto abbondanti raggiungendo valori massimi pari a 47.50% (*Ammonia parkinsoniana*) e 45.21% (*Haynesina depressula*). Questa associazione risulta leggermente più differenziata rispetto a quella precedentemente descritta in quanto l'indice $1 < \alpha < 1.5$ e la fauna a foraminiferi è piuttosto abbondante; anche in questo caso sono frequenti individui dal guscio irregolare. Le caratteristiche autoecologiche delle specie presenti indicano un ambiente di laguna salmastra; infatti, oltre ad *A. parkinsoniana*, anche *H. depressula* è tipica di laguna e palude salmastra (Murray, 1991). Associazioni analoghe, ma comprendenti anche alcuni taxa a guscio agglutinante, sono state segnalate da Murray (1968) e attribuite allo stesso ambiente deposizionale;

3) Associazione ad *Ammonia parkinsoniana*, *Haynesina depressula* e Miliolidae (campioni: 28-23; 16-15).

Oltre alle due specie nettamente dominanti, che raggiungono rispettivamente valori massimi di 49% e 33%, si registra la significativa presenza di *Pseudotriloculina* spp. e *Quinqueloculina seminulum*. Per questi campioni è stato calcolato un indice di diversità $1.2 < \alpha < 2$ ed una buona abbondanza faunistica. La presenza di foraminiferi a guscio porcellanaceo ben calcificato indica una salinità prossima ai valori medi marini (35‰). Infatti, la bassa salinità aumenta la solubilità del carbonato di calcio e rende difficile la formazione di questo tipo di guscio. Si individua quindi un ambiente lagunare caratterizzato da una buona connessione con il mare aperto;

4) Associazione ad *Ammonia* spp., *Elphidium granosum* e Miliolidae (Campioni: 14-12).

Oltre ad *Ammonia parkinsoniana* (max 33.11%), *Ammonia tepida* (max 18.21%) ed *Elphidium granosum* (max 11.92%), in questi campioni è sempre frequente *Haynesina depressula* (max 25.49%), specie generalmente abbondante in ambiente lagunare, ma con percentuali inferiori rispetto alle associazioni precedenti. I foraminiferi a guscio porcellanaceo (Miliolidae) presentano il massimo grado di diversificazione, pur non raggiungendo, nel complesso, frequenze molto elevate (max 7.28%). L'indice di diversità $\alpha > 2$, si avvicina ai valori riscontrabili in ambiente marino franco (Murray, 1991). Da ciò è possibile dedurre che, nonostante la barriera che isolava la laguna dal mare aperto potesse esser in parte stata sommersa, l'ambiente sedimentario era comunque influenzato dai contributi provenienti dalla vicina foce dell'Ombrone.

Analizzando il susseguirsi delle associazioni a foraminiferi bentonici dal basso verso l'alto del sondaggio, è stato possibile individuare tre episodi di innalzamento relativo del livello marino, diversi per entità e modalità.

Il primo episodio riconoscibile nella parte bassa del sondaggio (intorno ai 49 m di profondità) è di scarsa entità. Da un ambiente di piana alluvionale, si passa ad uno di laguna salmastra, scarsamente connessa con il mare aperto (Associazione ad *Ammonia parkinsoniana* ed *A. tepida*). L'isolamento della laguna è stato dedotto principalmente dai valori estremamente bassi dell'indice α legati all'instabilità ambientale. Questa è dovuta alla presenza di una foce fluviale che determina forti fluttuazioni di parametri quali salinità, pH, temperatura, disponibilità di ossigeno in un ambiente realmente ristretto e di scarsa profondità. Successivamente, questa laguna viene in breve tempo parzialmente colmata dagli apporti dell'Ombrone.

Intorno ai -38 m, sopra a sedimenti torbosi depositi in una fase di stazionamento, si registra l'inizio del secondo episodio di innalzamento marino. In questo caso, si instaura una laguna caratterizzata

da una buona connessione con il mare, testimoniata dall'associazione *Ammonia parkinsoniana*, *Haynesina depressula* e Miliolidae. Segue un rapido interrimento della laguna corrispondente ad una fase di stazionamento o lieve abbassamento del livello marino.

Il terzo ed ultimo episodio di innalzamento del livello marino è riconoscibile nella parte centrale del sondaggio (inizia intorno ai -25 metri e si sviluppa in maniera graduale) risultando di maggiore entità rispetto ai due precedenti. Infatti, inizialmente si instaura un ambiente di laguna salmastra che, con il procedere della trasgressione, mostra una connessione sempre più marcata con il mare aperto (associazione ad *Ammonia parkinsoniana* ed *Haynesina depressula*; associazione *Ammonia parkinsoniana*, *Haynesina depressula* e Miliolidae; associazione ad *Ammonia* spp., *Elphidium granosum* e Miliolidae).

Palinologia

L'esame palinologico è stato condotto su 13 campioni prelevati a varie profondità (Fig. 2) e il dettaglio delle specie rinvenute è riportato in Tabella 1 (Kupriyanova, 1965; Kupriyanova e Aleshina, 1978; Shumilova, 1979; Moore et al., 1991). I pollini rinvenuti appartengono tanto ad essenze arboree quanto a quelle erbacee e sono altresì presenti spore di felci ed equiseti. Gli spettri (SPS), relativi ai diversi campioni, evidenziano significative variazioni nei rapporti tra essenze erbacee e arboree e, nell'ambito di queste ultime, tra conifere e latifoglie. Tra le conifere risulta ovunque dominante *Pinus*, meno frequente è *Abies*. Le latifoglie sono ovunque rappresentate da *Quercus* mentre *Fagus*, *Ulmus*, *Tilia*, e *Populus* risultano subordinate. Tra le essenze erbacee sono frequenti *Poaceae*, *Chenopodiaceae* e *Cyperaceae*. In alcuni campioni assumono particolare rilevanza essenze acquatiche ed in particolare *Potamogeton*, *Alisma* e *Sparganium*.

A giudicare dalla composizione degli SPS dei singoli campioni del sondaggio si possono evidenziare le seguenti quattro zone polliniche, che riflettono il cambiamento vegetazionale e delle condizioni climatiche considerando in particolare che in ambiente subtropicale le variazioni vegetazionali sono principalmente una funzione della piovosità.

- 1) Associazioni *Poaceae* - *Cyperaceae*, pioppo, quercia. Associazioni a prati allagati con varie essenze erbacee e con partecipazione, nelle zone più elevate, di querce, olmi, noci, faggi ed altri elementi di boschi latifogli. Questa associazione è tipica della parte basale del sondaggio (45 - 48 metri dal p.c.);
- 2) Associazione con dominio assoluto del genere *Pinus*. Boschi a conifere di diversi tipi di pini con minima presenza di generi appartenenti a latifoglie. Nella parte superiore dell'intervallo cambia quantitativamente e qualitativamente il contenuto della flora, più povera in confronto con l'orizzonte precedente. Nella composizione dei boschi aumenta il ruolo degli alberi sempreverdi. Intervallo 45 -39 metri dal p.c.;
- 3) Associazione *Quercus* - *Pinus*, *Corylus*. Boschi di querce misti a conifere e latifoglie. Clima umido, in alcuni periodi è possibile che il territorio si riscaldasse leggermente. Alla profondità di 27 m si è osservato un SPS molto impoverito che fa supporre una brusca e rapida diminuzione delle precipitazioni, particolarmente nei mesi estivi. Intervallo 38 -15 metri dal p.c.;
- 4) Associazione *Pinus* - *Abies*. Sono dominanti i boschi di conifere con diversi tipi di pino, abeti rossi e bianchi. Piccole impurezze di generi appartenenti a latifoglie. Alla profondità di 12 m si osserva un SPS molto povero, dopo il quale comincia l'incremento nell'SPS della percentuale dei generi di conifere.

I caratteri climatici dedotti per ciascun campione analizzato sono riportati in Tabella 2.

Tabella 1 - Con l'asterisco i pollini che mostrano segni di rimaneggiamenti.

Numero Campione	3	6	12	14	17	19	22	25	* 29	32	33	39	42
Essenze													
Abies sp.	13	2	0	0	7	15	0	3	13	5	0	0	0
Picea sp.	11	0	0	0	2	19	0	4	2	4	2	13	0
Pinus cembra	9	2	2	7	28	43	8	40	34	47	8	47	8
Pinus Diploxylon	8	0	0	0	4	30	0	6	9	33	2	55	1
Tsuga	1	0	0	0	0	2	1	0	1	2	0	2	1
Larix sp.	4	1	0	0	0	0	1	0	0	10	0	0	0
Quercus	1	0	0	9	33	58	4	54	11	38	2	15	5
Fagaceae	1	0	0	1	1	15	1	9	3	3	0	1	1
Corylus	1	0	0	4	34	80	1	0	13	8	1	3	2
Carpinus	0	2	0	0	4	4	0	5	19	5	0	3	1
Ulmaceae	0	1	1	6	6	12	0	12	4	3	1	4	4
Carya	3	0	0	2	2	0	0	4	0	1	0	0	1
Platycarya*	1	0	0	1	0	1	0	1	0	1	0	0	0
Liquidambra	0	0	0	0	0	1	0	0	1	4	0	0	1
Rhus	0	0	0	1	4	1	0	4	0	3	0	0	3
Acer	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
Celtis	0	0	0	0	5	4	0	8	0	8	1	0	2
Magnolia	15	1	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0
Tilia	0	0	0	0	7	20	2	9	10	3	0	0	0
Betulaceae	0	1	0	0	2	0	0	0	0	0	0	1	0
Alnus	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	1	0	1
Ilex	2	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	4	1
Nothofagus*	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
Anacardiaceae	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2	0	0	0
Araucaria	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Populus	0	0	0	0	0	0	0	5	0	15	0	4	42
Castaneae	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1
Juglandaceae	9	1	0	1	2	1	1	12	3	4	0	6	3
Nyssa*	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0
Podocarpus*	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
Taxodiaceae	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
Pinaceae*	10	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	1
Abies *	5	0	0	2	3	1	0	2	1	0	0	1	0
Picea*	3	1	0	0	1	3	2	1	8	4	1	8	0
Pinus cembra*	20	21	6	0	8	22	4	9	48	4	1	118	1
Pinus Diploxylon*	3	13	6	4	5	0	1	4	15	0	1	50	0
Betulaceae*	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1
Corylus*	1	0	0	2	1	3	0	0	0	0	0	0	0
Carpinus*	0	0	0	0	3	0	1	0	1	3	1	0	0
Tsuga*	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
Alnus*	1	0	0	1	0	2	0	0	0	2	1	0	0
Castaneae*	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
Ulmaceae*	1	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	2	1

Juglans*	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	3	0
Tilia*	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
Quercus*	0	0	0	0	1	5	1	2	0	0	0	0	0
Cupressaceae	4	0	0	1	1	4	0	2	0	12	0	0	5
Salix	0	0	0	1	1	1	0	2	0	0	0	0	0
Ericaceae	2	1	0	1	9	9	0	1	7	1	1	0	2
Duschekia	0	0	0	0	3	1	0	1	0	1	0	5	4
Artemisia	0	0	0	0	1	4	0	2	0	3	0	1	3
Chenopodiaceae	0	1	1	7	7	12	3	70	6	3	1	9	18
Compositae	15	0	1	2	6	1	0	17	0	10	0	12	4
Poaceae	5	1	0	4	14	8	0	11	3	44	2	19	62
Rosaceae	1	0	1	4	5	9	2	5	1	2	0	3	5
Umbelliferae	0	0	0	0	1	3	0	2	2	5	0	1	2
Ephedra	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	1
Poligonaceae	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1
Fabaceae	0	0	0	1	2	0	0	1	1	0	0	8	3
Ranunculaceae	0	0	0	3	3	3	0	5	0	7	0	2	2
Papaveraceae	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0
Cruciferae	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	1
Urticulariaceae	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
Pedicularis	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1
Cyperaceae	3	0	0	0	1	3	0	6	5	103	2	2	64
Sparganiaceae	0	0	0	0	1	1	0	3	0	0	0	1	5
Potamogeton	0	0	0	0	5	3	0	3	1	321	4	0	3
Alismataceae	0	0	1	0	0	1	0	1	0	0	0	0	1
Typha	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	1	0
Daphne	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	3
Myriophyllum	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
Nuphar	0	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	1	0
Hydrocharis	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nymphae alba	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Menispermaceae	0	0	0	0	0	3	0	2	0	0	0	0	0
Frankeniaceae	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0
Rubiaceae	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0
Liliaceae	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0
Humulus	5	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
Polypodiaceae	6	3	5	6	34	21	6	18	8	15	0	18	15
Cycadaceae	3	1	0	0	1	1	0	2	0	27	5	2	5
Lycopodiaceae	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
Ophyoglossaceae	1	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0	0
Equisetum	2	0	0	1	2	4	0	3	0	16	4	7	10
Osmunda	0	1	0	1	1	0	2	0	0	3	0	0	0
Sphagnum	0	0	0	0	1	2	1	0	0	0	0	0	0
Adiantum	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0
Selaginella sp.	2	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2	0
Welvitschia	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Polypodiaceae*	3	0	0	2	0	0	2	0	0	1	0	0	0

Tabella 2 - Caratteri climatici dedotti per ciascun campione analizzato.

Profondità dal p.c.	Essenze principali	Tipologia climatica
2 m	<i>Pinus cembra, Pinus D., Abies, Picea</i> conifere 71%, latifoglie 29%	freddo
6 m	<i>Pinus cembra, Pinus D., Abies, Picea</i> conifere 82%, latifoglie 18%	fresco
12 m	Pollini isolati di conifere e latifoglie arboree	freddo
15 m	<i>Quercus, Corylus, Juglans, Tilia</i> Poaceae, Ericaceae, Chenopodiaceae latifoglie 51%, conifere 49%	asciutto moderato
19 m	<i>Quercus, Corylus, Tilia, Pinus cembra</i> conifere 34%, latifoglie 66%	umido moderato
23 m	<i>Quercus, Corylus, Tilia, Ulmaceae</i> conifere 39%, latifoglie 61%	moderato
27 m	Pollini isolati di conifere e latifoglie arboree	freddo secco
30 m	<i>Quercus, Corylus, Juglans, Chenopodiaceae</i> conifere 29%, latifoglie 71%	freddo secco
35 m	<i>Pinus cembra, Pinus D., Abies, Carpinus</i> conifere 65%, latifoglie 35%	freddo umido
38 m	<i>Quercus, Pinus cembra, Pinus D., Potamogeton, Cyperaceae</i>	umido moderato
39 m	Insignificanti quantità di essenze arboree conifere e latifoglie	secco
45 m	<i>Pinus cembra, Pinus D., Picea, Quercus</i> conifere boschive con rare latifoglie	secco moderato
48 m	<i>Cyperaceae, Poaceae, Chenopodiaceae</i> <i>Potamogeton</i> Fitocenosi costiere erbacee e prative fluvio-glaciali	freddo umido

Datazioni Radiocarbonio.

Sono stati esaminati 4 campioni (Fig. 2) costituiti: uno da un frammento di legno prelevato alla profondità di -23 m dal p.c. e 3 da campioni di sedimento argilloso prelevati alle profondità di -30 m, -35 m e -50 m dal p.c., rispettivamente. Per avere una quantità di sedimento sufficiente per le analisi radiometriche sono state prelevate dalla carota porzioni di circa 450 gr (campione umido) corrispondenti a sezioni spesse circa 10 cm. Le analisi sono state eseguite sul legno e sulla frazione organica (piuttosto scarsa) dei limi, utilizzando sia il metodo di datazione con contatori proporzionali a gas che quello con contatori a scintillatore liquido. Del campione posto alla profondità di -35 m è stata analizzata anche la frazione carbonatica, che mostra una età molto più antica, per la contaminazione da carbonato continentale più vecchio e che quindi non può essere utilizzata per ricostruzioni cronologiche. Le età ^{14}C , riportate in Tabella 3, sono state determinate per confronto con gli standard comunemente in uso nel nostro Laboratorio e cioè l' ANU Sucrose per lo standard moderno e il Carrara Marble (distribuito dalla IAEA nel 1991) per la taratura dei valori di fondo. L'età assoluta, quando possibile, è stata determinata mediante il programma INTCAL 98.

Tabella 3 - Valori temporali calibrati.

Profondità dal p.c.	Età ¹⁴ C calibrata
23 m	8537 - 8377 anni B.P.
30 m	15450 - 14319 anni B.P.
35 m	15987 - 15471 anni B.P.
50 m	>30000 anni B.P.

Conclusioni

Sulla base dei dati su esposti la successione rinvenuta in sondaggio può essere suddivisa nei seguenti intervalli di profondità misurata dal piano di campagna:

a) -50 / -45 m - Intervallo caratterizzato da sedimenti pelitici di piana costiera con paludi salmastre e vegetazione di clima freddo umido. Si ritiene che i sedimenti si siano depositi durante una fase glaciale;

b) -45 / -39 m - Costituito da depositi in gran parte ghiaiosi ritenuti un corpo fluvio-deltizio lagunare del Fiume Ombrone (Bellotti et al., 2000). Il clima relativo a questo intervallo risulta moderatamente secco;

c) -39 / -10 m - I sedimenti di questo intervallo risultano essersi depositi, durante la fase di deglaciazione, in un bacino costiero i cui caratteri fisiografici dovevano modificarsi nel tempo in funzione del sollevamento del livello del mare e degli apporti solidi del F. Ombrone. In conseguenza di una fase di sollevamento, le acque marine penetravano più o meno facilmente nella piana costiera ampliando le paludi, aumentandone la salinità, fino a generare una vera laguna ben collegata con il mare. Terminata la fase di sollevamento i sedimenti fluviali colmavano parzialmente il bacino generando nuovamente una piana costiera in parte emersa in parte caratterizzata da paludi con acque quasi dolci. Questa successione di eventi genera due sequenze simili riscontrabili negli intervalli -38 / -29 m e -29 / -11 m. Il clima risulta freddo (più o meno umido) nella prima sequenza e generalmente più caldo nella seconda;

d) -10 / 0 m - Sabbie e peliti di questo intervallo, con clima caldo o temperato, testimoniano il definitivo riempimento della laguna seguito alla stabilizzazione del livello marino e allo sviluppo dell'apparato deltizio del F. Ombrone.

Sulla base della cronologia assoluta e del contenuto pollinico e microfaunistico l'intervallo basale può essere attribuito ad una fase precedente all'ultima oscillazione eustatica del livello marino (porzione del sondaggio al di sotto di BU in Figura 2). I sedimenti che sovrastano tale intervallo appartengono alla sequenza deposizionale relativa all'ultima oscillazione postglaciale del livello marino; più esattamente l'insieme dei sedimenti compresi tra -45 e -10 m ne costituiscono il *trasgressive system tract* (parte del sondaggio compreso tra BU e mfs in Figura 2) mentre l'*high stand system tract* è costituito dai sedimenti compresi tra -10 e 0 metri.

Allo stato attuale risulta tuttavia problematica la precisa attribuzione cronologica dei sedimenti compresi tra -45 e -30 m in quanto i valori rilevati con il radiocarbonio a -30 e -35 m (rispettivamente prossimi a 15000 e 16000 BP) sembrano eccessivamente alti. Infatti i sedimenti datati, che risultano lagunari, dovrebbero essersi depositi in prossimità del livello marino il quale, è noto dalla letteratura, era in quel periodo ad una quota ben inferiore di quelle suddette. Simili valori sarebbero compatibili solo con una fase di sollevamento dell'area di circa 30 m; di tale fase, ritenuta improbabile, non esistono nell'area altre evidenze.

Bibliografia

- Bellotti P., Caputo C., Davoli L., Evangelista S., Garzanti E., Moretti Foggia F. e Valeri P. (2000) - *La piana deltizia del Fiume Ombrone (Maremma toscana): morfologia, tessitura e composizione dei sedimenti - architettura del sottosuolo*. Atti del Convegno "Le Pianure" 8-11/11/1999 Ferrara. pp. 220-221.
- Bravetti L. e Pranzini G. (1987) - *L'evoluzione quaternaria della pianura di Grosseto (Toscana): prima interpretazione dei dati del sottosuolo*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 10: 85-92.
- Fisher R.A., Corbet A. S. e Williams C. B. (1943) - *The relation between the number of species and the number of individuals in a random sample of an animal population*. J. Anim. Ecol., 12: 42-58.
- Haa M. e Kaesler R. L. (1986) - *Temporal changes in Holocene lagoonal assemblages of foraminifera from Northeastern Yucatan Peninsula, Mexico*. Journ. Foraminiferal Res., 16: 98-109.
- Jorissen F. J., (1988) - *Benthic foraminifera from the Adriatic Sea; principles of phenotypic variation*. Utrecht Micropaleontological Bull., 37, pp.174.
- Kupriyanova L.A. (1965) - *Palinologiya seregkozvetnyx*. Moskva - Leningrad, pp. 215.
- Kupriyanova L.A. e Aleshina L.A. (1978) - *Pyl'za dvudol'nyx rastenij flory Evropejskoj chasti CCCP*. Leningrad, pp.184.
- Moore P.D., Webb J.A. e Collinson M.E. (1991) - *Pollen analysis*. Oxford, pp. 216.
- Murray J. W. (1968) - *Living foraminifer of lagoons and estuaries*. Micropaleontology, 14: 435-455.
- Murray J. W. (1991) - *Ecology and Paleocology of Benthic Foraminifera*. Longman Scientific & Technical Ed., New York. pp. 312.
- Sgarrella F. e Moncharmont-Zei M. (1993) - *Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): Systematics and autoecology*. Boll. Soc. Paleont. It., 32: 145-264.
- Shumilova L.V. (1979) - *Fitogeografiya*. Tomsk, pp. 238.
- Tortora P. (1999) - *Una classificazione ternaria su base granulometrica per la descrizione del sedimento sui fondali marini*. Boll. Soc. Geol. It., 118: 65-74.

Manoscritto ricevuto il 17/7/2001, accettato il 18/11/2001.

La componente eustatica nell'erosione del delta del Fiume Volturno: previsione per l'anno 2050

Pierluigi Aminti ¹, Enzo Pranzini ² e Lorenzo Rossi ³

¹ Dipartimento di Ingegneria Civile dell'Università degli Studi di Firenze,
Via S. Marta 1, 50126 Firenze. aminti@dicea.unifi.it

² Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Firenze,
Via Jacopo Nardi 2, 50132 Firenze. epranzini@cesit1.unifi.it

³ Ryoodo snc, Via Ugo Corsi 12, Firenze. lrossi@geo-logic.it

Riassunto

Dopo un'analisi critica delle attuali conoscenze sui processi di erosione dei litorali innescati dall'innalzamento del livello del mare, viene presentato un nuovo modello di evoluzione del profilo di spiaggia basato sulla Regola di Bruun, per il quale è stato sviluppato un programma di calcolo automatico.

Il modello è stato quindi applicato al delta del Fiume Volturno, effettuando una previsione dell'arretramento della linea di riva conseguente all'innalzamento del livello del mare previsto per l'anno 2050. Nell'ipotesi di un innalzamento di 15 cm, si avranno arretramenti della linea di riva compresi fra 9.2 e 20.2 metri nei vari tratti di costa analizzati, mentre un innalzamento di 28 cm comporterebbe arretramenti compresi fra 17.5 e 38.0 metri.

In considerazione del fatto che un innalzamento del livello marino pari 30 cm è proprio quello calcolato per gli ultimi 165 anni, si ha una stima di quanto la componente eustatica ha inciso sul recente bilancio sedimentario del delta del Volturno, sia nella fase finale della progradazione che in quella attuale di erosione.

Parole chiave: spiagge, erosione, profilo di spiaggia, Regola di Bruun, profondità di chiusura, innalzamento del livello del mare, delta, Volturno, Campania.

Abstract

A review of the present knowledge on the processes induced by sea level rise (S.L.R.) on beaches is presented here, together with a new model of beach profile evolution based on the Bruun Rule; an automatic computing procedure has been developed for this model.

This new model has been applied to the River Volturno delta, by computing the shoreline retreat induced by a sea level rise as forecasted for the year 2050 (+15 cm): it has been calculated that by that year a beach erosion of 9.2 up to 20.2 m—depending on the different offshore profiles—will be recorded. If a S.L.R. of 28 cm is considered (which is estimated to have a 10% probability to occur) shoreline displacement will be between 17.5 and 38.0 m.

Providing that a value of 30 cm for S.L.R. since year 1865 has been proposed, our results allow an evaluation of the eustatic component in the recent sedimentary budget of the River Volturno delta, both in the final accretional stage and in the more recent erosional one.

Key-words: beaches, beach erosion, beach profile, Bruun's Rule, depth of closure, sea level rise, delta, Volturno, Campania.

Premessa

L'apparato deltizio del Fiume Volturno (Campania) si è formato, come tutti i delta del versante tirrenico, negli ultimi 2500 anni (Marinelli, 1926) a seguito dell'incremento del trasporto solido dei fiumi, conseguente prevalentemente alle variazioni di uso del suolo intervenute in questo periodo (Pranzini, 1994). La fase di costruzione è proseguita fino all'inizio del 1900 (Cocco et al., 1992), quando è iniziata quella inversione di tendenza che ha caratterizzato tutti i delta italiani, originata da un cambiamento nell'uso del suolo e da interventi umani in alveo (Pranzini, 1995). Rispetto ad altri delta tirrenici (Arno, Ombrone e Tevere) l'inizio della fase erosiva risulta leggermente posticipata, probabilmente a causa del ritardo con il quale si sono affermate nell'Italia meridionale le cause che hanno innescato l'erosione dei litorali in prossimità delle foci fluviali, quali il dragaggio di inerti in alveo e la costruzione di invasi artificiali. Seguendo un modello evolutivo già osservato su altri delta a cuspide (Pranzini, 1989), l'erosione è iniziata all'apice deltizio per estendersi poi progressivamente alle spiagge laterali. Questo modello è stato rispettato fino all'inizio degli anni '70, quando è iniziata la costruzione di varie opere di difesa per stabilizzare la linea di riva (Benassai et al., 1995a,b), opere che hanno avuto spesso l'effetto di amplificare il processo erosivo sulle spiagge poste sottoflutto (Cocco et al., 1994).

Se gli interventi effettuati all'interno del bacino idrografico costituiscono le cause principali dei processi erosivi della costa, si ritiene che rivesta una significativa importanza anche l'innalzamento del livello marino (S.L.R.) che è stato sincrono con i processi erosivi della gran parte delle spiagge mondiali. Questa componente, messa in evidenza da Bruun già nel 1962, assume un ruolo particolarmente importante quando si riduce l'input fluviale e sulle spiagge a debole pendenza (Pranzini e Rossi, 1995), quali sono appunto quelle che caratterizzano i delta fluviali, anche se in queste zone, per il momento, la variazione relativa del livello del mare risente più dei fenomeni di subsidenza che non dell'innalzamento globale (Bartolini et al., 1989).

In questo lavoro si è voluto valutare l'effetto del solo innalzamento del livello marino sull'evoluzione futura della linea di riva nel delta del Volturno, ponendo come anno di riferimento il 2050 ed accettando un valore di S.L.R. pari a 15 cm (Titus e Narayanan, 1996). Si è comunque voluto analizzare anche uno scenario più pessimistico, con un valore di 28 cm, a cui lo stesso modello di previsione attribuisce una probabilità del 10% di verificarsi.

Tenendo conto che un valore prossimo a quello assunto da quest'ultimo scenario è proprio quello registrato dalla metà dell'800 ad oggi (30 cm in Antonioli et al., 1999) ed ipotizzando un profilo di spiaggia costante, si può avere una stima di quanto ha inciso questo innalzamento sull'evoluzione passata del delta del Volturno, tenendo conto che sia nella fase di progradazione che in quella di erosione una voce in uscita nel bilancio sedimentario doveva essere costituita da quanto previsto nella Regola di Bruun.

L'innalzamento del livello del mare come causa dell'erosione dei litorali

L'innalzamento del livello medio del mare, dovuto all'espansione termica degli oceani ed alla fusione dei ghiacci marini e continentali, è un fenomeno universalmente accettato (IPCC, 2001) ma di incerta quantificazione, con la serie storica di dati prodotti dai mareografi messa in discussione dalle misure altimetriche effettuate da satellite (Cabanes et al., 2001). Quest'ultime non coprono però un range temporale tale da consentire il filtraggio di variabilità annuali e decennali e per un'analisi storica del processo i dati mareografici costituiscono ancora un valido riferimento. In base ad essi (Lusetti 1977 e 1982; Pirazzoli, 1993) e a misure indirette (Antonioli et al., 1999) è possibile assumere come valore di S.L.R. per l'ultimo secolo nel Tirreno quello di 15 cm.

Per quanto riguarda la previsione dei futuri livelli del mare, i più recenti modelli climatici hanno ridimensionato le prospettive catastrofiche degli scenari elaborati negli anni '80, che prevedevano innalzamenti del livello del mare compresi in un fra i 65 e i 345 cm per l'anno 2100 (Hoffman et al., 1983; Barth e Titus, 1984), ma hanno anche confermato, con una serie più ampia di dati e

con algoritmi più sofisticati, che l'attuale tasso di innalzamento (circa 1.3 mm/anno) subirà nei prossimi anni un graduale incremento (Mörner, 1994).

Valori oggi ritenuti attendibili indicano un innalzamento di 15 cm per l'anno 2050, e di 34 cm per l'anno 2100, con una probabilità del 10% che i valori siano rispettivamente 28 e 65 cm (Titus e Narayanan, 1996).

Un simile innalzamento non determinerebbe un significativo arretramento della linea di riva se implicasse solo l'aumento della sezione bagnata, dato che la battigia e la spiaggia emersa hanno pendenze notevoli. In realtà è stato dimostrato (Bruun, 1962) che i processi che connessi con l'innalzamento del livello del mare sono assai più rilevanti. In particolare si prevede che la risalita eustatica determini un analogo innalzamento del profilo di spiaggia fino alla profondità di chiusura. Se i materiali necessari a questo innalzamento non vengono forniti dall'input sedimentario, vengono prelevati dalla spiaggia emersa che arretra in modo consistente anche per modesti valori di S.L.R.

Questo modello, noto ormai come Regola di Bruun (Schwartz, 1967), ha subito negli anni alcune revisioni, aggiornamenti e verifiche sul campo ed in laboratorio da parte di numerosi ricercatori (Clarke e Eliot, 1983; Dean, 1987, 1990, 1991; Dean e Maurmeyer, 1983; Dubois 1975, 1976, 1977, 1992; Everts, 1985; Ferreira et al., 1990; Hands, 1980, 1983; Healy, 1991; Pilkey e Davis, 1987; Kriebel e Dean, 1985; Kraus, 1992; Leatherman, 1990; Lofty e Frihy, 1993; Rosen, 1978; Schwartz, 1967; SCOR, 1991; Vellinga, 1982) ad anche da parte dello stesso Bruun (1983 e 1988; Bruun e Schwartz, 1985; Titus, 1986 e 1987), rimanendo però concettualmente ancora valido.

In particolare il modello di Bruun prevede un arretramento della linea di riva R pari a:

$$R = XS / B + d \quad [\text{Eq. 1}]$$

dove:

- R = arretramento della linea di riva,
- X = la lunghezza del profilo attivo,
- S = innalzamento del livello del mare,
- B = altezza media della spiaggia emersa nella zona erosa,
- d = la profondità limite del profilo attivo.

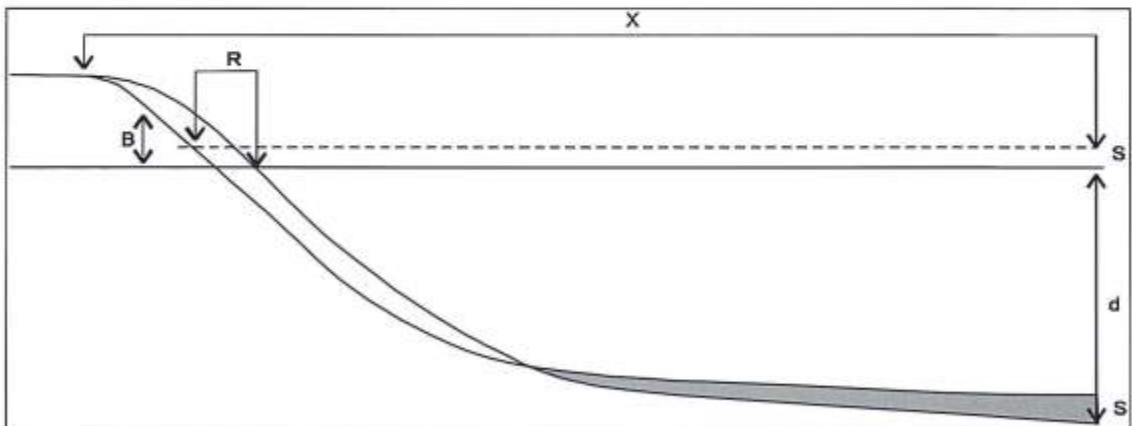


Figura 1 - Evoluzione di un profilo di spiaggia conseguente all'innalzamento del livello marino secondo Bruun (1962).

Vi sono almeno due componenti fondamentali del processo di adeguamento del profilo all'innalzamento del livello del mare che non vengono prese in considerazione nella Regola di Bruun: una è la formazione di una "rampa" di sedimenti che si viene a creare nella parte finale del profilo, anche grazie alla traslazione verso riva del punto di chiusura (Krauss, 1992); l'altra riguarda

l'erosione della duna nella sua parte basale ed il suo conseguente collasso, come venne già messo in evidenza dallo stesso Bruun (1962) e successivamente discusso da Dolotov (1992).

Vi è inoltre il problema della esatta determinazione del volume di sedimenti disponibili nella parte di profilo interna alla cresta della prima duna, che non può essere quella definita dalla equazione [1] che la stima per eccesso della quantità i rappresentata in grigio in Figura 2.

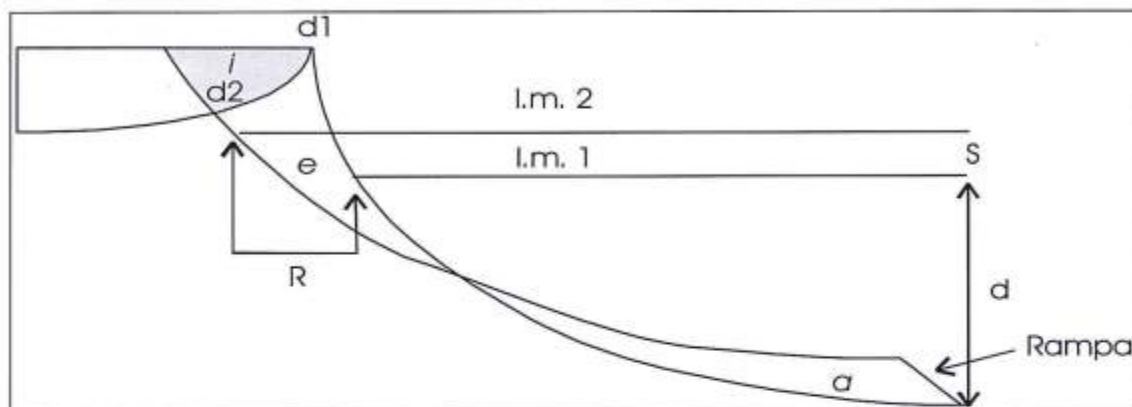


Figura 2 - Rappresentazione geometrica del modello proposto.

Considerando che tale area non può fornire sedimenti si ottengono stime dell'arretramento della linea di riva superiori a quelle previste dalla Regola di Bruun, soprattutto per previsioni a lungo termine che portano a considerare ampi tratti del profilo emerso. Infatti, se l'area di deposito deve risultare uguale a quella erosa, e in quest'ultima non compare quella di retroduna, il profilo arretrerà ulteriormente alla "ricerca" di ulteriore materiale per il bilanciamento.

La Figura 2 illustra una schematizzazione più realistica rispetto al modello di Bruun, tenendo conto dell'area effettiva erosa sulla duna la cui sommità passa da d_1 a d_2 .

Per la stima dell'arretramento del profilo in caso di geometria complessa della spiaggia emersa è stato sviluppato un apposito programma di calcolo.

La profondità di chiusura

Un parametro che nel modello di Bruun assume una importanza fondamentale è l'estensione del profilo attivo (X in Fig. 1), che di fatto implica la determinazione della profondità di chiusura (d in Fig. 1) (Hallermeier, 1978), che oggi avviene sulla base dell'analisi dei dati meteorologici relativi a lunghi periodi di tempo (Nicholls et al. 1996, 1998a).

La relazione originaria ha la forma:

$$d_l = 2.28H_s - 68.5 \left(\frac{H_s^2}{gT_s^2} \right) \quad [\text{Eq. 2}]$$

dove:

H_s = altezza d'onda significativa locale (superata per 12 ore l'anno) [m],

T_s = periodo significativo ad essa associato [s],

g = accelerazione di gravità [m/s^2].

Nella forma generalizzata per la stima della profondità di chiusura alla scala di t anni (d_t) deve essere utilizzato il valore di altezza d'onda H_{12t} , ossia l'altezza d'onda significativa superata per 12 ore in t anni.

Dalle analisi eseguite su profili rilevati per periodi più lunghi risulta evidente che la profondità di chiusura non è deterministicamente dipendente dalle grandezze H_{12} e T , e che la relazione generalizzata a finestre temporali fornisce una stima per eccesso di dt (Nicholls et al., 1998b). Nei casi in

cui è stato possibile eseguire delle verifiche sperimentali è stato evidenziato che la profondità di chiusura osservata non cresce, all'aumentare della finestra temporale, così rapidamente come indicano i valori calcolati. Da un punto di vista fisico ciò significa che la profondità di chiusura non rappresenta un limite al trasporto dei sedimenti ma solo un limite morfodinamico di breve termine. Hinton e Nicholls (1998) riportano un'analisi su profili della costa olandese sui quali la profondità di chiusura calcolata con i dati di 5 anni (usando $H_{12.5}$) è risultata pari a quella osservata su un periodo di 20 anni.

I dati in letteratura sono ancora troppo limitati e, pur riscontrando un generale accordo sul fatto che la [2] sovrastimi la profondità di chiusura su intervalli di tempo superiori a 1 o 2 anni, non permettono una stima dei possibili errori.

Dalle sperimentazioni eseguite (Nicholls et al., 1998a,b) appare evidente che la relazione [2] è idonea a prevedere la profondità di chiusura a scala di una singola mareggiata e quindi, ad esempio, può fornire una stima attendibile per la mareggiata con tempo di ritorno 50 anni, ma non è idonea a prevedere la profondità di chiusura per un intervallo di tempo di 50 anni.

Il Programma "SeaLevel"

Il programma, il cui diagramma di flusso è rappresentato in Figura 3, è stato sviluppato in Visual Basic ed è suddiviso in una prima parte di calcolo analitico, in cui vengono elaborati i dati di input per ottenere i valori numerici che descrivono il profilo conseguente all'innalzamento del livello del mare, e una parte finale grafica, che rende possibile la visualizzazione, in scala appropriata, del nuovo profilo di spiaggia.

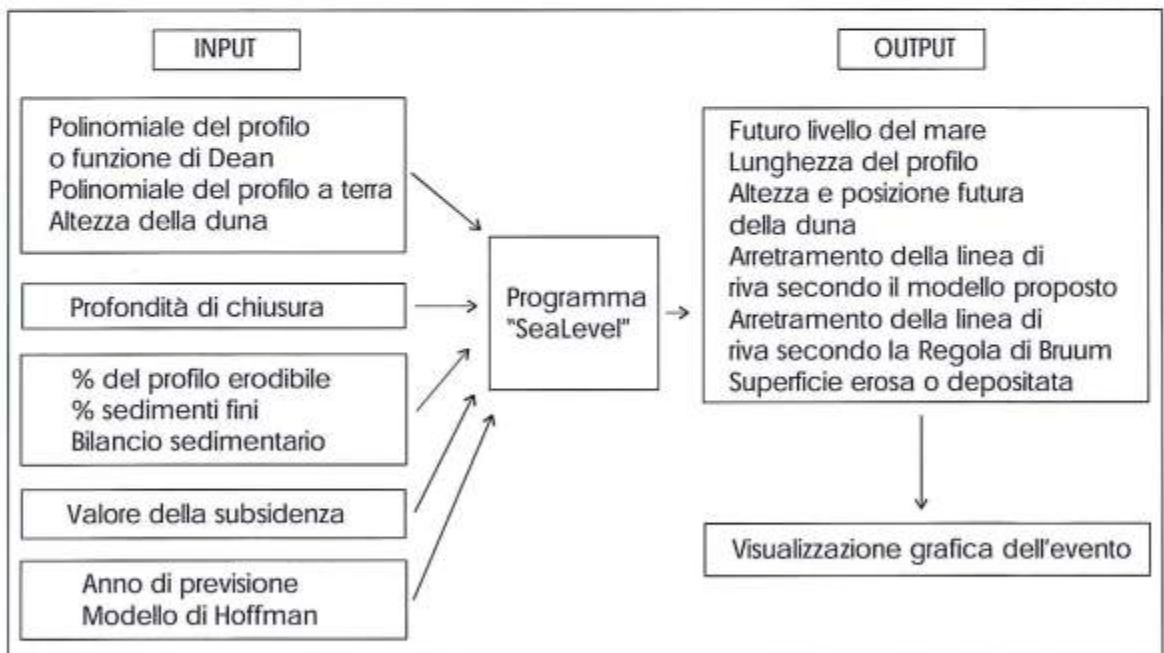


Figura 3 - Diagramma di flusso del programma "SeaLevel".

Il programma richiede, come dato di input, la descrizione del profilo per coordinate, sia nella sua parte sommersa che in quella emersa e di retroduna. Per la funzione interpolante del profilo è possibile usare sia la formula polinomiale, del grado scelto, sia la funzione di Dean (Bruun, 1954 in Bruun, 1962; Bruun, 1955, in Bruun, 1988), quando essa risulti più idonea della precedente a descrivere il profilo sommerso sulla base di un test sullo scostamento dal profilo reale. Vi è inoltre la possibilità di inserire informazioni sui tratti di sezione eventualmente costituiti da sedimenti fini (es. a-

ree di depositi limoso-argillosi in zone retrodunali) e/o da substrato roccioso, che non possono produrre materiale utile all'innalzamento dei fondali. E' inoltre possibile immettere, se conosciuto, il valore del tasso di subsidenza della zona.

Il programma SeaLevel fornisce quindi, in modo automatico, tutti i parametri richiesti per la costruzione degli scenari futuri.

Applicazione del programma

Il profilo di spiaggia

Il profilo di una spiaggia può essere schematizzato con la nota equazione di Dean (Bruun, 1955, in Bruun, 1988; Bruun, 1954; in Bruun, 1962):

$$h(y) = AX^m \quad [3]$$

dove:

$h(y)$ = profondità dell'acqua ad una determinata distanza da costa (definita in seguito Y),

X = lunghezza del profilo fino a tale distanza,

A = parametro di scala definito in base alla granulometria dei sedimenti,

m = costante pari a $2/3$.

Per l'area di studio sono disponibili solo 8 profili (Fig. 4) di lunghezza tale da raggiungere la profondità di chiusura (vedi paragrafo successivo). Essi sono stati rilevati nel 1995 per conto dell'Autorità di Bacino del Fiume Volturno e messi a disposizione di questo Progetto. La loro estensione verso terra, oltre la spiaggia emersa, è stata effettuata sulla base della Carta Tecnica Regionale in scala 1:5000 e sulle tavolette I.G.M. al 25.000.

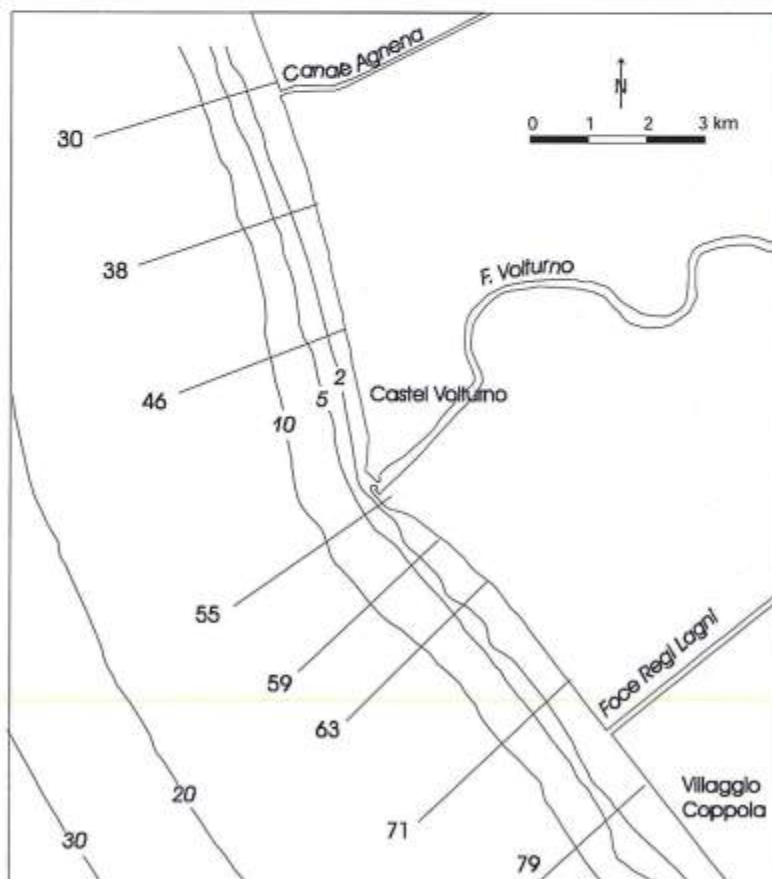


Figura 4 – Posizione dei profili batimetrici utilizzati.

I profili così ottenuti non sono stati interpolati con l'equazione di Dean che, in un caso precedente di applicazione di questo modello alla costa toscana (Pranzini e Rossi, 1995), ha dimostrato di non essere idonea ad approssimare questi profili di spiaggia. Su 36 profili era stato infatti ottenuto un valore medio di w pari a 0.813, con un range compreso fra 0.37 e 1.52. In particolare si è messo in evidenza che lo scostamento fra i profili reali e quelli di Dean aumenta all'aumentare della profondità. Come nel caso delle costa toscana, anche qui è stato necessario utilizzare una curva polinomiale per la quale si è ottenuta una rappresentazione più accurata:

$$y = d + Ax + Bx^2 + Cx^3 + \dots Nx^n \quad [\text{Eq. 4}]$$

dove d è l'altezza della duna, A, B, \dots, N sono variabili che risultano dall'interpolazione effettuata con un software commerciale (Surfer, Rel 6.0). Il grado del polinomio interpolante è stato definito in funzione delle irregolarità del profilo; il massimo valore utilizzato è l'ottavo.

In Figura 5, relativa al profilo N° 59 posto a sud della foce del foce del Volturno, si nota come una polinomiale interpoli più fedelmente il profilo reale rispetto a quanto non faccia la funzione di Dean, specialmente in prossimità della profondità di chiusura.

Un altro aspetto importante è che essa mantiene comunque caratteristiche di generalità tali che consentono di considerare gli elementi morfologici minori, quale ad esempio la barra sommersa, come oscillazioni attorno ad una forma media.

Un curva polinomiale, seppur di grado più basso, è stata usata nell'interpolazione del profilo che va dal limite superiore della spiaggia emersa, che come già detto corrisponde in genere alla sommità della duna, fino ad alcune centinaia di metri verso l'interno (Fig. 6).

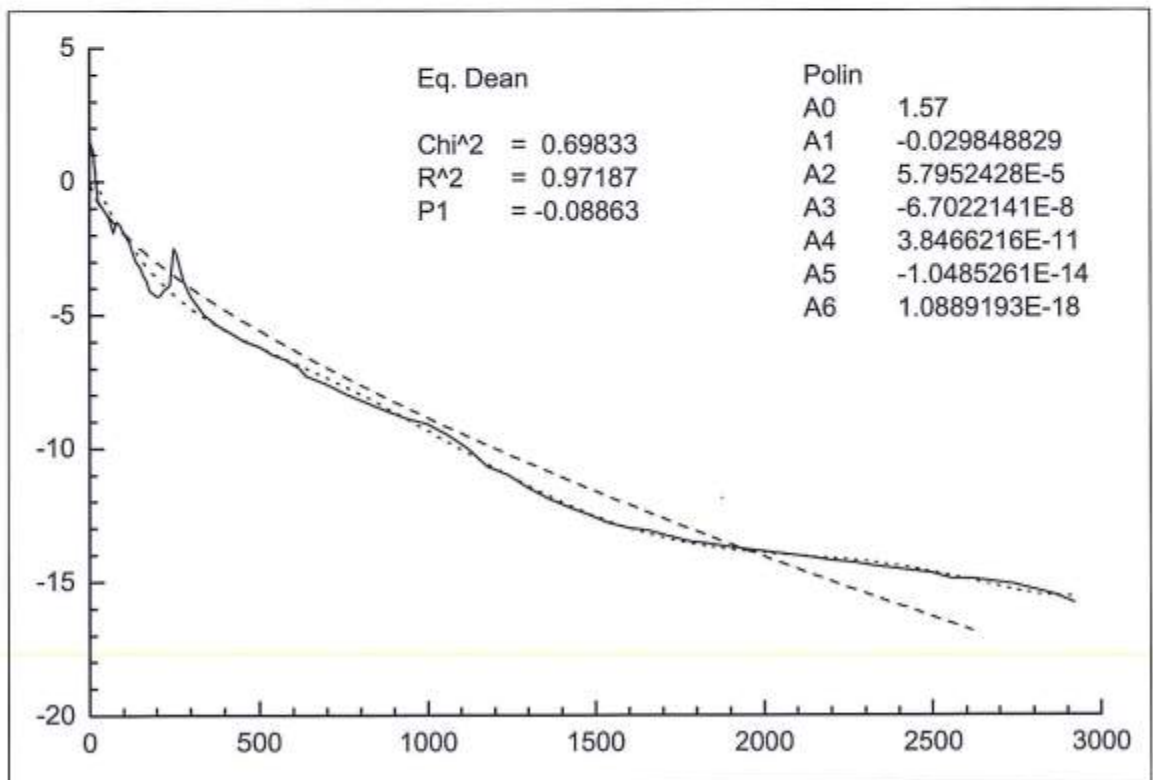


Figura 5 - Profilo n° 59, parte a mare. Tratto continuo = profilo misurato; Tratti lunghi = equazione di Dean; Tratti brevi = polinomiale di 6° grado i cui coefficienti sono riportati sul grafico.

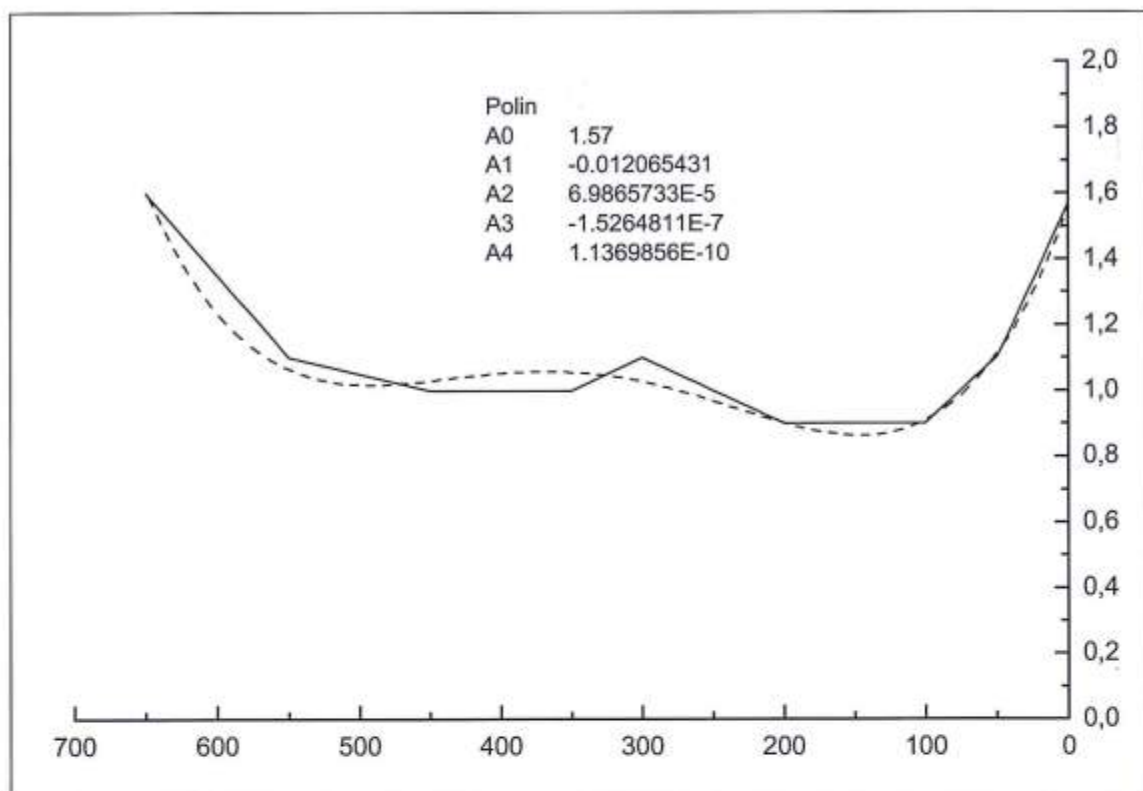


Figura 6 - Profilo n. 59, parte a terra dalla cresta della prima duna (a destra nel grafico). Tratto continuo = profilo misurato; Tratti lunghi = polinomiale di 4° grado i cui coefficienti sono riportati sul grafico.

Calcolo della profondità di chiusura per l'area di studio

Per la stima della profondità di chiusura è necessaria la conoscenza del valore di H_s da inserire come input nell'equazione [2]. Per questa stima sono stati utilizzati i dati dell'ondametro di Ponza della Rete Ondametrica Nazionale. Lo strumento, certamente in grado di rappresentare le condizioni meteomarine della zona di studio, è attivo dal 1989 e pertanto sono disponibili 11 anni di registrazioni.

In letteratura non esiste un criterio consolidato per la scelta del valore di altezza d'onda da utilizzare per scopi previsionali, pertanto sono stati presi in esame due diversi metodi tenendo conto dei risultati di indagini sperimentali (Hinton e Nicholls, 1998)

La prima stima è stata eseguita considerando il valore di altezza d'onda superata 12 ore per anno come una variabile aleatoria e stimando il valore atteso per un tempo di ritorno di 50 anni.

Un secondo valore è stato determinato come altezza d'onda superata 12 ore nel periodo di disponibilità dei dati.

Sulla base dei dati triorari registrati all'ondametro di Ponza nel periodo 1989 - 2001 sono stati ricavati i valori di altezza d'onda significativa superati per 4 volte per ciascun anno ed è stata determinata la curva interpolante col metodo di Gumbel (Fig. 7). È stata successivamente determinata la relazione fra altezza d'onda H_{12} ed il tempo di ritorno (Fig. 8). Si ricava pertanto che il valore di H_{12} associato ad un tempo di ritorno di 50 anni risulta di 6.85 m.

Per quanto riguarda il secondo valore, in questo caso esso risulta legato ad un solo evento relativo alla mareggiata eccezionale del dicembre 2000 (Arseni et al., 2000), il valore triorario massimo registrato risulta di 7.4 m ed il valore superato per 12 ore risulta di 6.8 m.

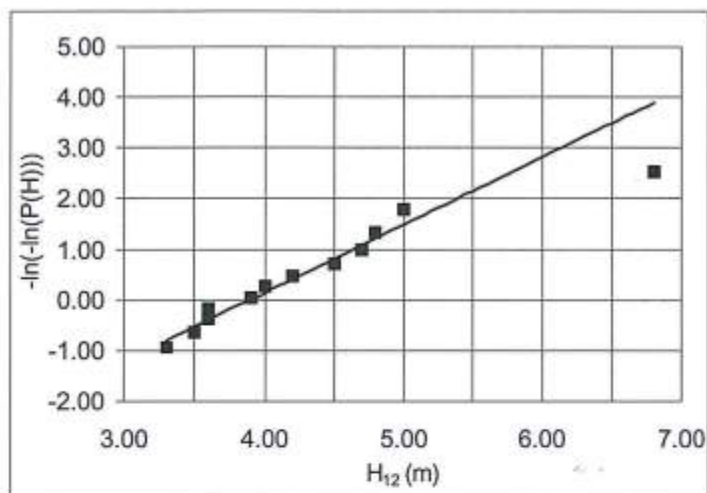


Figure 7 - Determinazione del valore di H_{12} mediante il metodo di Gumbel.

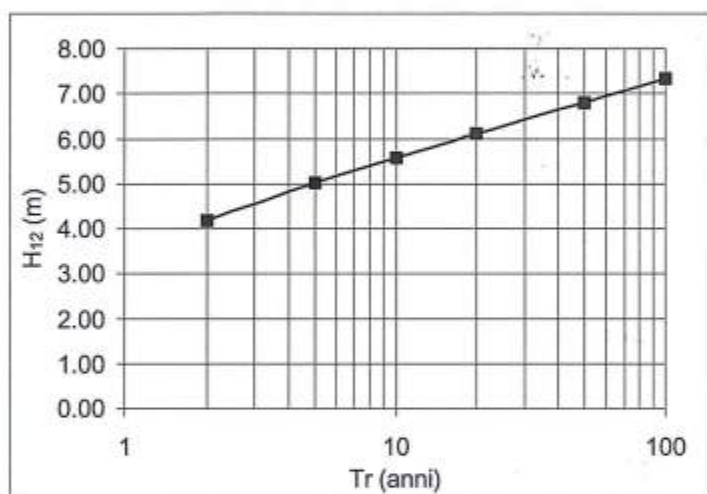


Figure 8 - Relazione fra altezza d'onda e tempo di ritorno.

La scelta di questo valore per la determinazione della profondità di chiusura che deve essere considerata certamente per eccesso su un periodo di 11 anni, può considerarsi ragionevolmente attendibile per un periodo 4-5 volte più lungo, in analogia a quanto osservato da Hinton e Nicholls (1998).

I valori trovati sono, in questo caso, molto simili e pertanto la profondità di chiusura è stata calcolata con un'onda caratterizzata dai valori riportati in Tabella 1.

Tabella 1 - Valori d'ingresso per un tempo di ritorno di 50 anni e corrispondente profondità di chiusura calcolata con la formula di Hallermeier (1978).

Settore	235 + 290°
H_{12}	6.8 m
T	11.0 s
Profondità di chiusura	12.8 m

Analisi dei risultati

Il calcolo dell'arretramento della linea di riva in funzione dell'innalzamento del livello del mare sul delta del Volturno è stato effettuato per l'anno 2050 e per i valori stimati di 15 e 28 cm (Titus e Narayanan, 1996).

I dati riportati in Tabella 2 indicano che con lo scenario più ottimistico (S.L.R. = 15 cm) la linea di riva dovrebbe arretrare sul delta del Volturno per valori compresi fra 9.2 e 20.2 metri, ad un tasso compreso fra 0.18 e 0.40 metri/anno. Valori di arretramento circa doppi si verificherebbero in conseguenza di un innalzamento del livello del mare di 28 cm.

Complessivamente si tratta di valori modesti, ma è opportuno ricordare che questi costituiscono solo una componente, per il momento marginale, del processo erosivo globale.

Confrontando i valori di arretramento con la pendenza media della spiaggia entro la profondità di chiusura per ciascun profilo (Fig. 7), si nota come vi sia una chiara correlazione inversa fra i due parametri.

In presenza di caratteristiche morfologica uniformi dell'entroterra, l'arretramento determinato dal bilancio di volume è condizionato prevalentemente dalla lunghezza del profilo sul quale deve essere deposto lo strato di sedimenti di spessore pari a quello dell'innalzamento del livello del mare. Lo scostamento dei singoli punti dall'andamento generale descritto dalle rette interpolanti dipende quindi dalla maggiore (spostamenti verso il basso) o minore (spostamenti verso l'alto) quota media del profilo emerso e, in misura anche minore, dalla diversa forma del profilo sommerso.

Tabella 2 - Arretramento della linea di riva (m) previsto per l'anno 2050 in corrispondenza degli otto profili considerati per un innalzamento del livello del mare di 15 e 28 cm.

A = Arretramento della linea di riva (m),

Hd = Altezza della nuova duna (m),

Ad = Arretramento della cresta della duna (m)

Sd = Superficie di profilo emerso erosa (m²).

Pro- filo	Pen- denza	SLR 15 cm				SLR 28 cm			
		A	Hd	Ad	S	A	Hd	Ad	S
N	%								
30	1,32	9.2	3.93	5.1	42.0	18.7	3.82	10.2	83.5
38	1,18	11.5	7.00	2.6	35.5	23.2	2.57	14.2	69.1
46	1,00	13.1	2.47	7.3	49.2	26.5	2.38	15.0	96.2
55	0,75	20.2	1.05	2.4	46.0	40.7	1.01	4.8	90.0
59	0,84	16.4	1.47	8.8	57.0	33.1	1.38	18.0	111.0
63	0,83	16.2	2.00	8.0	55.2	32.8	1.90	16.5	107.0
71	0,99	14.1	3.92	4.6	48.8	28.6	3.83	9.4	96.0
79	0,98	13.7	2.97	4.8	46.5	27.7	2.88	9.8	90.8

Il maggiore arretramento della linea di riva si manifesterebbe quindi sull'apice deltizio (profili n. 55, 59 e 63), dove la pendenza della spiaggia è minore, mentre fra le due ali sarà quella meridionale (profili 71 e 79), con profilo meno ripido, quella più colpita.

In considerazione del fatto che un valore prossimo ai 28 cm può essere preso come rappresentativo dell'innalzamento del livello marino registrato negli ultimi 165 anni nel tratto di costa in esame (S.L.R. = 30 cm per Antonioli et al., 1999), è possibile pensare che valori di arretramento della linea di riva simili a quelli previsti per 50 anni nello scenario pessimistico (arretramento 17.5 + 38.0 m) costituiscano una stima di quanto la componente eustatica ha inciso da allora nel bilancio sedimentario del delta.

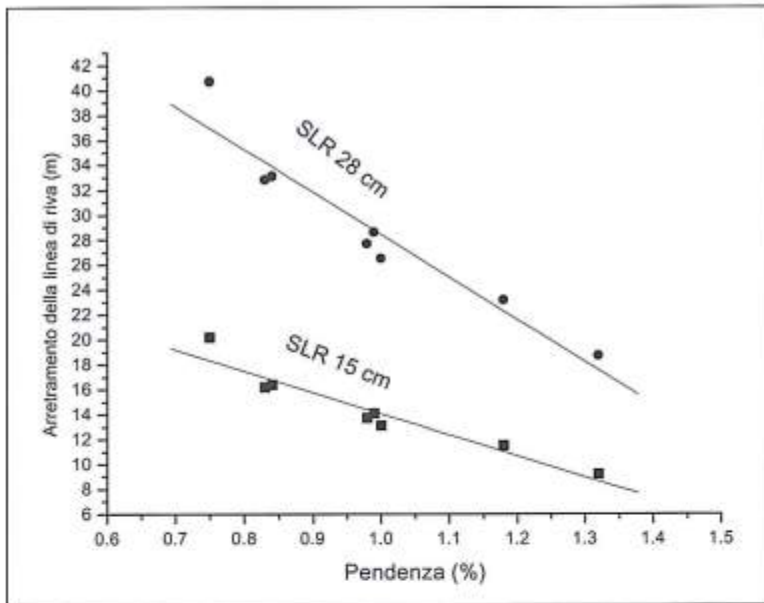


Figura 7 - Correlazione fra pendenza media dei profili fra la battigia e la profondità di chiusura e l'arretramento della linea di riva nei due scenari considerati.

Per quanto riguarda il recente tasso di arretramento, valutato in $1 \div 6$ m/anno in sponda destra e in $1 \div 19$ m/anno in sponda sinistra fra il 1954 e il 1982 (Cocco et al. 1984) ed assumendo un tasso di innalzamento del livello marino di 1.5 mm/anno, si può pensare che questo fenomeno costituisca una componente minore del processo erosivo in corso. Nonostante ciò, l'erosione differenziale dei due lobi è ben spiegabile, nell'ambito della Legge di Bruun, con la diversa pendenza delle due spiagge. E' d'altra parte vero che l'erosione, indipendentemente dalle cause che la innescano, determinando l'arretramento della linea di riva ma non quello del punto di chiusura, causa indirettamente una riduzione della pendenza dei profili.

L'analisi della Figura 7 mette comunque in evidenza quanto sensibile sia il sistema alle variazioni del tasso di innalzamento del livello del mare: valori di S.L.R. leggermente superiori a quelli adottati, ma comunque nel *range* degli scenari possibili, porterebbero ad arretramenti della linea di riva assai più consistenti di quelli qui calcolati.

Conclusioni

La debole pendenza del fondale e la quota relativamente bassa dell'entroterra, unite alle caratteristiche del moto ondoso che investono questo tratto di litorale, rendono il delta del Fiume Volturno estremamente vulnerabile all'innalzamento del livello del mare.

Analoghi effetti sono prodotti anche dalla subsidenza, se essa coinvolge anche la spiaggia sommersa. In una zona di recente deposizione, soggetta per giunta ad ingenti estrazioni di acqua dal sottosuolo per uso agricolo ed umano, è probabile che il tasso di subsidenza sia per lo meno analogo a quello dell'innalzamento del livello del mare. Questa subsidenza, pur essendo certamente centrata nell'entroterra, può estendersi anche ai fondali antistanti ed amplificare i processi indotti dall'innalzamento del livello del mare. Tutto ciò pone il delta del Volturno fra le aree che più probabilmente vedranno nei prossimi anni l'accentuarsi dei processi erosivi.

Ringraziamenti

Si ringrazia Aldo Cinque ed Umberto Simeoni per l'attenzione prestata nella revisione e per i numerosi e validi suggerimenti dati.

Ricerca svolta nell'ambito del Progetto strategico Ambiente e Territorio - Dinamica fisica delle aree costiere: modificazioni naturali e antropiche. U. O. 17 - Università di Roma "La Sapienza".

Bibliografia

- Antonoli F., Chemello R., Improta S. e Riggio S. (1999) - *Dendropoma lower intertidal reef formations and their palaeoclimatological significance, NW Sicily*. Marine Geology, 161: 155-170.
- Arseni A., Corsini S., Guiducci F. e Inghilesi R. (2000) - *Analisi della tempesta del 28-29 dicembre 1999 nei mari occidentali italiani*. V Giornate di Ingegneria Costiera, Reggio Calabria. Pp. 153-166.
- Barth M. e Titus J. (1984) - *Greenhouse effect and Sea Level Rise*. V.N. Reinhold Co., New York, 1-56.
- Bartolini C., Palla B. e Pranzini E. (1989) - *Studi di geomorfologia costiera: X - Il ruolo della subsidenza nell'erosione litoranea della pianura del Fiume Cornia*. Boll. Soc. Geol. It., 108: 635-647.
- Benassai E., Calabrese M., Ragone A., Gonella M. e Teatini P. (1995a) - *A numerical study of the coast-line evolution at the Volturno river mouth*. HIDRA 2000, XXVI Congr. Int. Ass. Hydraulic Research, London, Future paths for maritime hydraulics. A.J. Grass Ed., 3: 110-115.
- Benassai G., Mainolfi R. e Sansone E. (1995b) - *Monitoring of the coastal zone at the mouth of river Volturno, Italy*. Proc. Medecoast '95, Tarragona, Spain. Pp. 965-974.
- Bruun P. (1962) - *Sea-level rise as a cause of shore erosion*. J. Waterways and Harbors Division, ASCE, 88: 117-130.
- Bruun P. (1983) - *Review of conditions for uses of the Bruun Rule of erosion*. Coastal Engineering, 7: 77-89.
- Bruun P. (1988) - *The Bruun Rule of Erosion by Sea-Level Rise: A Discussion of Large-Scale Two- and Three-Dimensional Usages*. J. of Coastal Research, 4: 627-648.
- Bruun P. e Schwartz M.L. (1985) - *Analytical predictions of beach profile change in response to a sea level rise*. Z. Geomorph. N.F. Supp. Bd., 57: 33-50.
- Cabanes C., Cazenave A. e Le Provost C. (2001) - *Sea Level Rise During Past 40 Years Determined from Satellite and in Situ Observations*. Science, 294: 840-842.
- Clarke D.J. e Eliot I.G. (1983) - *Mean sea-level and beach-width variation at Scarborough, Western Australia*. Marine Geology, 51: 251-267.
- Cocco E., Crimaco L. e de Magistris M.A. (1992) - *Dinamica ed evoluzione del litorale campano-laziale: 5 - Variazioni della linea di riva dall'epoca romana ad oggi nel tratto compreso tra foce Volturno e Torre S. Limato - Mondragone*. Atti 10° Congr. AIOL, Alassio, Novembre 1992, pp. 543-550.
- Cocco E., de Magistris M.A. e Iacono Y. (1994) - *Modificazioni dell'ambiente costiero in Campania (Litorale Domitio, Golfo di Gaeta) in conseguenza delle opere umane*. Il Quaternario, 7: 409-414.
- Cocco E., de Magistris M.A., Bentivoglio C., Iacono Y. e Serpico M. (1993) - *Processi erosivi, opere di difesa e riequilibrio dei litorali in Campania*. In La difesa dei litorali in Italia. A cura di Aminti P. e Pranzini E. Edizioni delle Autonomie, Roma. Pp. 175-194.
- Cocco E., de Magistris M.A., De Pippo T. e Perna A. (1984) - *Dinamica ed evoluzione del litorale campano-laziale: 3. Il complesso di foce del Fiume Volturno*. Atti 6° Congr. AIOL, Livorno, Aprile 1984, pp. 279-286.
- Corsini S., Guiducci F. e Inghilesi R. (2000) - *Statistical Extreme Wave Analysis of SWAN dataset in the period 1989-1999*. Proc. 10th ISOPE 2000 meeting, Seattle.
- Dean R.G. (1987) - *Additional sediment input to the nearshore region*. Shore and Beach, 55: 76-81.
- Dean R.G. (1990) - *Beach response to sea level rise*. In The Sea, Ocean Engineering Science, J. Wiley & Sons Pub. N.Y., 9: 869-887
- Dean R.G. (1991) - *Equilibrium beach profiles: characteristics and application*. J. of Coastal Research, 7: 53-84.
- Dean R.G. e Maurmeyer E.M. (1983) - *Models for beach profile response*. In: Komar P.D. "Handbook of coastal processes and erosion". C.R.C. Press, pp 151-163.
- Dolotov Y. (1992) - *Possible Types of Coastal Evolution Associated with the Expected Rise of the World's Sea Level Caused by the "Greenhouse Effect"*. J. of Coastal Research, 8: 719-726.
- Dubois R.N. (1975) - *Support and refinement of the Bruun rule on beach erosion*. J. of Geology, 75: 651-657.
- Dubois R.N. (1976) - *Nearshore evidence in support of the Bruun rule of shore erosion*. J. of Geology, 84, 485-491.
- Dubois R.N. (1977) - *Predicting beach erosion as a function of rising water level*. J. of Geology, 85, 470-476.

- Dubois R.N. (1992) - *A re-evaluation of Bruun's Rule and supporting evidence*. J. of Coastal Research, 8: 618-628.
- Everts C.H. (1985) - *Sea level rise effects on shoreline position*. J. of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE, 111: 985-999.
- Ferreira O., Dias J., e Taborda R. (1990) - *Sea-level rise, sediment input and shoreline retreat: the case of Aveiro-Cabo Mondego (Portugal)*. Contribution n° A11 of the Projecto Disepla., 87, 259.
- Franco L. e Contini P. (1996) - *Wave measurements and climatology in the Italian seas*. PIANC Bulletin, pp. 67-75.
- Hallermeier R.J. (1978) - *Uses for a calculated limit depth to beach erosion*. 16th Coastal Eng. Conf., pp.1493-1512.
- Hands E.B. (1980) - *Prediction of shore retreat and nearshore profile adjustments to rising water levels on the Great Lakes*. U.S. Army, Corp of Engineering Research Center, Technical paper No 80-7, pp 119.
- Hands E.B. (1983) - *The Great Lakes as a test model for profile response to sea level changes*. In: Komar P.D. Handbook of coastal processes and erosion. C.R.C. Press. Pp. 167-189.
- Healy T. (1991) - *Coastal erosion and sea level rise*. Z. Geomorph.N.F. Supp. Bd., 81: 15-29.
- Hinton H. e Nicholls R. (1998) - *Spatial and Temporal Behaviour of Depth of closure along the Holland Coast*. Coastal Eng. Conf., pp. 2913-2925.
- Hofmann J.S., Keyes D. e Titus J.G. (1983) - *Projecting futures sea level rise. Methodology, Estimates to the Year 2000 and Research Needs*. U.S. Environmental Protection Agency. 230-09-007. Pp. 121.
- IPCC (2001) - *Climatic Change 2001: The Scientific Basis*. www.ipcc.ch/pub/spm22-01.
- Krauss N.C. (1992) - *Engineering approaches to cross-shore sediment transport processes*. Proc. Short Course, design and reliability of coastal structures. Venezia, 175-191.
- Kriebel D.L. e Dean R.G. (1985) - *Numerical simulation of time-dependent beach and dune erosion*. Coastal Eng., 9: 221-245.
- Leatherman S.P. (1990) - *Modelling shore response to sea-level rise on sedimentary coasts*. Progress Physical Geography, 14: 447-463.
- Lofty M.F. e Frihy O.E. (1993) - *Test of Bruun model on cross-shore variations in sediments texture of the near-shore zone off the Nile Delta Coast, Egypt*. Medcoast '93, pp. 2-5.
- Lusetti C. (1977) - *Osservazioni mareografiche del porto di Genova*. Istituto Idrografico della Marina, F.C.1079, Genova, pp 35.
- Lusetti C. (1982) - *Contributo allo studio del livello medio marino a Genova*. Istituto Idrografico della Marina, Genova, 13 pp.
- Marinelli, O. (1926) - *Sull'età dei delta italiani*. La geografia 1/2: 21-29.
- Mörner N. (1994) - *Recorded sea level variability in the Holocene and expected future changes*. Bulletin of the Inqua Neotectonics Commission, 17: 48-53.
- Nicholls R., Birkmeier W. e Hallermeier R. (1996) - *Application of the depth of closure concept*. 24th Coastal Eng. Conf., pp. 3874-3887.
- Nicholls R., Birkmeier W. e Lee G.H. (1998a) - *E valuation of depth of closure using data from Duck, NC, USA*. Marine Geology, 148: 179-201.
- Nicholls R., Larson M., Capobianco M. e Birkmeier W. (1998) - *Depth of closure: improving understanding and prediction*. 26th Coastal Eng. Conf. pp. 2888-2901.
- Pilkey O.H. e Davis T. (1987) - *An analysis of coastal recession models: North Carolina coast*. In Sea-level fluctuation and coastal evolution. Soc. of Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec Pub., 41: 59-68.
- Pirazzoli P.A. (1986) - *Secular trends of relative sea level changes indicated by tide-gauge records*. J. Coastal Research, Special Issue, 1: 1-26
- Pirazzoli P.A. (1993) - *Global sea-level changes and their measurements*. Global Planet Change, 8: 135-148.
- Pranzini E. (1989) - *L'innalzamento del livello marino ed i suoi effetti sul quadro ambientale della costa toscana nel prossimo secolo*. In Coste Toscane, Regione Toscana Giunta Regionale, Firenze, 57-62 .

- Pranzini E. (1994) - *Bilancio sedimentario ed evoluzione storica delle spiagge*. Il Quaternario 7: 197-202.
- Pranzini E. (1995) - *Cause naturali ed antropiche nelle variazioni del bilancio sedimentario del litorali*. Riv. Geogr. It., n.s. 1: 47-62.
- Pranzini E. e Rossi L. (1995) - *A new Bruun-based model to predict shoreline evolution*. MEDCOAST'95. 24-27 Ottobre 1995, Tarragona, Spagna. Pp. 1145-1159
- Rosen P. S. (1978) - *A regional test of the Bruun Rule on shoreline erosion*. Marine Geology, 26, 7-16.
- Schwartz M.L. (1967) - *The Bruun theory of sea-level rise as a cause of shore erosion*. J. of Geology, 75: 76-92.
- Schwartz M.L. (1987) - *The Bruun Rule - Twenty years later*. J. Coastal Research, 3, ii-iv.
- SCOR. Working Group 89 (1991) - *Beach Response to Sea-Level Change*. J. Coastal Research, 7: 895-920.
- Titus J.G. (1986) - *Greenhouse Effect, Sea Level Rise and Coastal Zone Management*. Coastal Zone Management Journal, 14: 147-1.
- Titus J.G. (1987) - *Greenhouse Effect, Sea Level Rise, and Coastal Drainage System*. J. of Water Resources Planning and Management, 113: 216-227.
- Titus J.G. e Narayanan V. (1996) - *The risk of sea level rise*. Climatic Change, 33: 151-212.
- Vellinga P. (1982) - *A tentative description of a universal erosion profile for sandy beaches and rock beaches*. Coastal Eng., 8: 178-188.

Manoscritto ricevuto il 15/6/2001, accettato il 28/11/2001.

Interazione di uno scarico termico con il moto ondoso: determinazione dei profili di velocità e di temperatura

Diego Vicinanza, Michele Di Natale, Caterina Eramo e Stefania Di Ronza

DIC-SUN, Dipartimento di Ingegneria Civile, Seconda Università di Napoli, via Roma, 29 - 81031 Aversa (CE)

Riassunto

Lo studio delle caratteristiche idrodinamiche del campo di moto che si determina in prossimità di uno scarico libero in mare rappresenta un tema di notevole interesse scientifico per l'interpretazione dei fenomeni di diffusione che avvengono nello specchio d'acqua antistante lo scarico stesso. Il problema, già trattato in letteratura mediante modelli matematici, è analizzato nella memoria mediante un'indagine di tipo sperimentale.

Le simulazioni effettuate si riferiscono al caso di correnti lente che si immettono in acqua ferma o in opposizione ad un moto ondoso, sia regolare che *random*.

Allo scopo di esaminare il fenomeno di dispersione idrodinamica che si determina nel campo di moto simulato, si è immesso un getto d'acqua a temperatura superiore rispetto a quella dell'ambiente ricettore, in presenza ed in assenza di moto ondoso.

Nell'ambito delle prove sperimentali effettuate sono state misurate le oscillazioni del pelo libero (tramite sonde di livello), le componenti di velocità (mediante un velocimetro ad ultrasuoni) ed il campo di diffusione termica (mediante un termografo). I risultati mostrano che la presenza della corrente ha un effetto significativo sui profili di velocità nonché sul fenomeno di diffusione termica.

Parole chiave: interazione getto "caldo" – moto ondoso, moto ondoso regolare e random, profili di velocità, profili di temperatura, termografo, velocimetro.

Abstract

The wave-current interaction is an important process characterised by modifications in the flow field such as wave front deformation, wave height and length reduction or increase, velocity profiles, etc. In past works the problem has been studied mathematically, whereas in this one it will be approached experimentally.

A systematic series of tests has been carried out on steady turbulent jets discharging into a stagnant ambient and in a wave environment. The hydrodynamic dispersion of a hot jet has been studied considering two different conditions: the discharge into a stagnant ambient and in a wave environment. An acoustic current meter and a thermograph have been used to obtain velocity and temperature profiles. Eight resistive gauges measured the wave profile. The results show how opposing waves strongly modify the jet velocity and temperature profiles.

Key-words: *Wave-hot jet interaction, regular and random waves, velocity profiles, temperature profiles, thermograph, current meter.*

Introduzione

L'interazione di uno scarico artificiale con il mare rappresenta un problema idrodinamico di notevole interesse scientifico e tecnico. Gli aspetti idrodinamici più rilevanti da esaminare sono le caratteristiche del campo di moto derivante dal fenomeno d'interazione, necessarie per studiare altri fenomeni importanti quali il trasporto di inquinanti o la dispersione termica nelle aree prossime allo scarico.

In letteratura il caso di getti tridimensionali che si immettono in un ambiente ricettore in quiete è stato studiato teoricamente e sperimentalmente da molti Autori (Wiegel et al., 1964; Jen et al., 1966; Hayashi e Shuto, 1967; Pande e Rajaratnam, 1977) nel caso di diversi tipi di sezione di scarico (circolare, rettangolare o quadrata) e differenti numeri di Richardson (R_{io}). Di particolare interesse sono le misure fatte da Pande e Rajaratnam (1977) per valori moderati e grandi di R_{io} ($R_{io}=0.15\div 1.14$); gli Autori hanno rilevato che i profili di velocità (media) e di temperatura (media) nel piano orizzontale sono simili tra loro e ben descritti da una funzione di tipo Gaussiano.

Per quanto concerne il problema della interazione tra una corrente e un moto ondoso con incidenza opposta, le indagini precedentemente effettuate si riferiscono ad una corrente che si immette in campo di moto ondoso regolare, descritto da una teoria stokiana al primo e al secondo ordine di approssimazione (Scarsi, 1984; Kishida, 1988 e 1990; Di Natale, 1998).

L'approccio di tipo sperimentale, alquanto complesso da effettuare per la difficoltà strutturale di riprodurre in laboratorio fenomeni idrodinamici che interessano aree di notevole estensione, è stato affrontato da diversi Autori (Ismail, 1981; Ismail e Wiegel, 1983; Ismail et al., 1988; Koole e Swan, 1994; Di Natale e Vicinanza, 2000).

I precedenti lavori evidenziano come la presenza del moto ondoso in opposizione determini un incremento di dispersione della quantità di moto e mostrano, altresì, la grande difficoltà di determinare i profili di velocità e di temperatura per via sperimentale nel fenomeno di interazione in esame.

L'indagine di laboratorio qui presentata ha avuto come obiettivo lo studio dell'interazione idrodinamica e termodinamica tra un getto ed un moto ondoso, sia nel caso di onde random (di prefissato spettro di energia), sia nel caso di onde regolari.

L'indagine, in una prima fase, è stata finalizzata non solo ad esaminare le modifiche indotte dal getto al campo di moto ondoso incidente, ma anche a determinarne, per punti, i profili verticali delle componenti orizzontali di velocità.

In particolare, le suindicate indagini sono state condotte esaminando separatamente i seguenti casi:

- getto che si immette in un fluido ambiente in quiete;
- getto che interagisce con un moto ondoso in opposizione.

Volendo confrontare i risultati ottenuti nel caso d'interazione getto-moto ondoso regolare con quello di corrente-moto ondoso random, si è ritenuto opportuno utilizzare il criterio dell'onda energeticamente equivalente ad un prefissato spettro (Scarsi et al., 1984).

In una seconda fase dell'indagine sperimentale, riproducendo le condizioni idrodinamiche prima citate, si è determinato il campo di diffusione termica indotto dall'immissione di un getto a temperatura maggiore di quella dell'ambiente ricettore. Le misure sono state effettuate utilizzando un termografo (radiometro a scansione all'infrarosso). Questa tecnica, non intrusiva e dotata di elevata risoluzione spaziale, è risultata molto vantaggiosa rispetto ai metodi di misura convenzionali.

Installazione sperimentale

Le prove sperimentali sull'interazione getto-moto ondoso (Fig. 1) sono state effettuate presso il laboratorio del Dipartimento di Ingegneria Civile della Seconda Università di Napoli utilizzando il circuito idraulico descritto nel seguito e riportato in Figura 2.

Serbatoio e cassoni di alimentazione

Il serbatoio di alimentazione, di dimensioni 3.20 m x 3.80 m x 3.40 m, costituito da una struttura in muratura, ha lo scopo di determinare un adeguato volume di invaso ed alimentare l'intero circuito.

Detto serbatoio è munito di una condotta di mandata di diametro DN=200 mm, interposta tra il serbatoio e i cassoni di alimentazione, di uno scarico di superficie e di fondo di diametro rispettivamente pari a 220 mm e 80 mm. All'interno del serbatoio sono altresì presenti le due condotte di acciaio zincato di diametro 80 mm provenienti dal pozzetto di ricircolo, le quali immettono una portata variabile tra 0-40 l/s. Sulla condotta di mandata è stata posta una saracinesca a piatto per regolare la portata e un misuratore elettromagnetico di portata bidirezionale, che permette la lettura istantanea delle portate in uscita. La condotta è collegata a due cassoni in acciaio zincato, di dimensioni 1.0 m x 2.45 m x 2.30 m e 1.5 m x 2.5 m x 2.30m, i quali hanno la funzione di garantire un prefissato carico idraulico sulla canaletta.

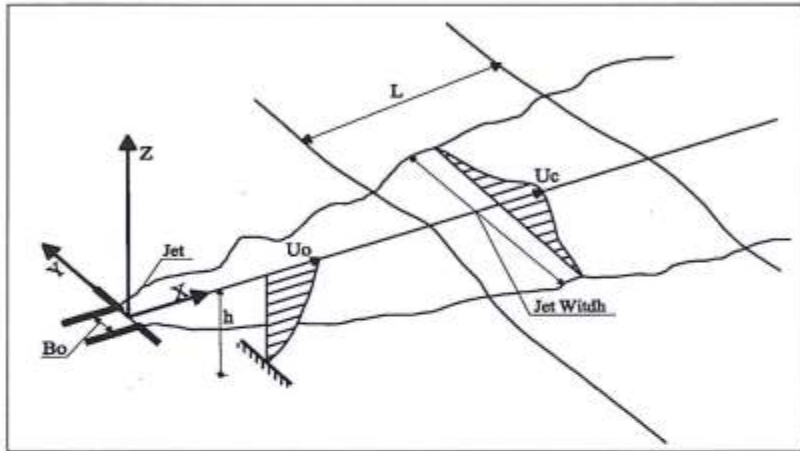
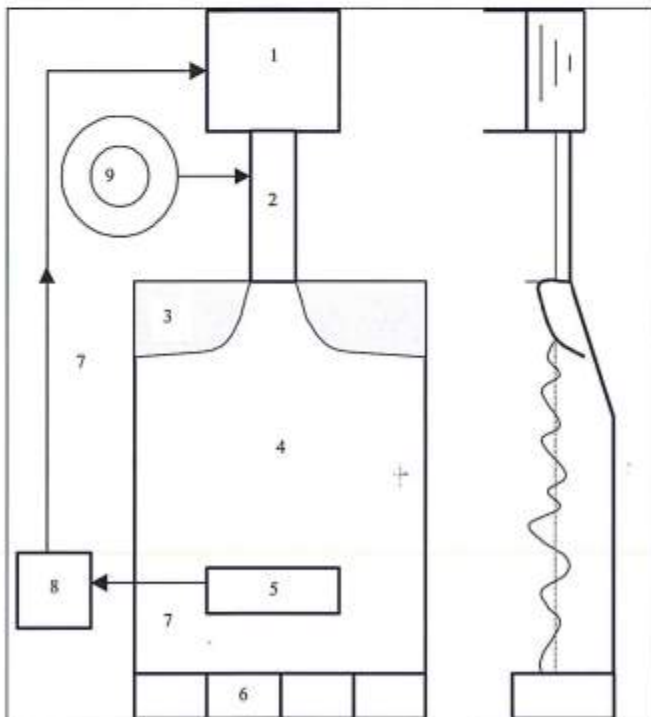


Figura 1 - Interazione getto-moto ondoso.



- 1 - Serbatoio e cassoni di alimentazione
- 2 - Canaletta in plexiglass
- 3 - Spiaggia assorbente
- 4 - Vasca ondogena
- 5 - Scarico di fondo
- 6 - Generatore del moto ondoso
- 7 - Condotta di ritorno
- 8 - Pompe e pozzetto di carico - ricircolo
- 9 - Boiler

C

Figura 2 - Installazione sperimentale.

Canaletta in plexiglass

I cassoni alimentano la canaletta idraulica in plexiglass, di dimensioni 0.3 m x 0.3 m x 5 m, la quale ha la funzione di immettere il getto all'interno della vasca.

Ad essa è stata attribuita una pendenza molto bassa ($i=0.0001$) al fine di ottenere tutti i possibili profili di corrente in canale. A tal scopo è stata posizionata sul cassone una paratoia di dimensioni 0.3 m x 0.3 m, attraverso la cui regolazione è possibile riprodurre sia profili di corrente lenta (paratoia tutta aperta) che profili di corrente veloce (paratoia ad apertura variabile) all'interno della canaletta.

Vasca ondogenica

La vasca ondogenica, lunga 21 m e larga 3 m, è realizzata interamente in cls e presenta un fondo di pendenza 1:20 per un tratto di 10 m. Il tirante idrico, mantenuto costante per tutti gli esperimenti, è pari a 0.60 m. Nella sezione terminale della vasca sono posizionati quattro generatori d'onda del tipo a pistone (utilizzati a funzionamento sincrono), mentre in quella iniziale è stata realizzata, in fase di calibrazione del moto ondoso, una spiaggia assorbente per ridurre il fenomeno della riflessione del moto ondoso incidente e successivamente è stato installato un modello che riproduce la foce fluviale. La vasca è munita di uno scarico di fondo di dimensioni 1.5 m x 0.5 m, posto a 7.5 m dal lato opposto alla spiaggia assorbente, al fine di mantenere fisso il livello idraulico durante le prove.

Pompe e pozzetto di carico - ricircolo

Dallo scarico della vasca si diparte una condotta di uscita in PVC di diametro 200 mm che convoglia l'acqua scaricata al pozzetto di ricircolo. Questo è stato realizzato in cls ed ha dimensioni 2.40 m x 2.00 m x 2.35 m. All'interno di tale pozzetto sono ubicate due pompe sommerse del tipo Flygt, convoglianti 20 l/s in corrispondenza della prevalenza di 4.00 m.

Boiler

L'impianto sperimentale per la diffusione di acqua "calda" è composto dalle seguenti parti:

- 1) un serbatoio in acciaio zincato della capacità di 3000 l, collaudato per resistere ad una pressione massima di 6 bar e coibentato con poliuretano rivestito in skay (spessore 50 mm);
- 2) un gruppo di resistenze trifase corazzate in acciaio inox (380 V, 50 Hz, $P = 15$ kW);
- 3) un termometro per il controllo visivo della temperatura, un manometro per il controllo della pressione interna e di un termostato regolabile;
- 4) due elettropompe funzionanti come circolatore gemellare del tipo LOWARA FCG 40-10 T. Tale circolatore è costituito da due pompe in parallelo, ognuna delle quali azionata da un motore elettrico a 3 velocità; la possibilità di azionare una sola pompa o entrambe contemporaneamente garantisce una grande flessibilità d'uso;
- 5) un misuratore di portata ad induzione elettromagnetica modello FLYGT FM 80 M/B. Il diametro del misuratore è pari a 80 mm, ed è inserito nella tubazione di mandata tramite dei giunti flangiati;
- 6) una cassetta coibentata per l'immissione del getto di acqua "calda" in vasca.

Il ciclo tipico di funzionamento dell'impianto su descritto prevede il riempimento del boiler con acqua fredda tramite condotta esterna e successivo riscaldamento ad una temperatura di $80 \div 90$ °C.

L'immissione dell'acqua "calda" nella canaletta avviene attraverso un tubo coibentato collegato ad una cassetta di materiale zincato anch'essa coibentata esternamente, in modo da contenere al minimo la dispersione di calore. Tale cassetta è alloggiata nella canaletta e lo scarico avviene mediante una fenditura, in modo da riprodurre il getto che si adagia sulla corrente idrica preesistente.

Descrizione del sistema di generazione del moto ondoso

La vasca ondogenica realizzata rientra, per le sue caratteristiche, nei cosiddetti modelli *short wave* (Hughes, 1993). Il sistema vasca ondogenica, è costituito dalle seguenti parti:

1. una vasca rettangolare collegata al sistema idraulico su descritto;
2. un sistema di battitori a pale disposti in corrispondenza di una estremità della vasca;
3. una struttura assorbente sul lato opposto a quello dei battitori;
4. una stazione hardware e software per la generazione del moto ondoso;
5. un sistema di sensori costituito da otto sonde resistive, per la misura delle oscillazioni del pelo libero;
6. una stazione hardware e software per la registrazione e la elaborazione dei parametri idrodinamici misurati.

Generatore d'onda

La generazione del moto ondoso viene effettuata mediante un'apparecchiatura composta da un generatore di segnali e da una struttura meccanica, azionata da un motore elettrico passo-passo del tipo brushless IP656.3 Nm – 3000 rpm-2000 W (potenza di picco), che trasforma i segnali anzidetti in spostamenti delle pale, aventi ampiezze e frequenze variabili in funzione del segnale elettronico introdotto dal sistema. Il generatore di onde unidirezionale adottato è del tipo a pistone.

Simulazione degli stati di mare

La simulazione di uno stato di mare reale nella vasca è stata ottenuta attraverso la seguente procedura:

1. determinazione dello stato di mare, in termini di variazioni di densità spettrale;
2. sintesi della serie temporale mediante una funzione pseudo-random;
3. trasformazione della serie nel segnale mandato al battitore;
4. misure ed analisi delle onde generate, per verificare l'accuratezza della simulazione.

Le caratteristiche spettrali degli stati di mare generati sono state rappresentate per tutte le prove con uno spettro di tipo JONSWAP (Ewing, 1975; Carter, 1982):

$$S(f) = G(f) \cdot \alpha \cdot H_s^2 \cdot f_p^4 \cdot f^{-5} \cdot \exp \left[-1.25 \cdot \left(\frac{f_p}{f} \right)^\gamma \right] \quad (1)$$

$$\text{dove } G(f) = \gamma \exp \left\{ \frac{(f - f_p)^2}{2\sigma f_p^2} \right\}, \quad \alpha = \frac{0.0624}{\left[0.230 + 0.0336 \cdot \gamma - \frac{0.185}{1.9 + \gamma} \right]}, \quad \gamma = 3.3,$$

$$\sigma = 0.07 \text{ per } f \leq f_p, \quad \sigma = 0.09 \text{ per } f > f_p \text{ e } f_p = T_p^{-1}.$$

Il metodo usato per la generazione del segnale da inviare al battitore è del tipo DSA (*Deterministic Spectral Amplitude*), ovvero parzialmente deterministico. Allo scopo di eliminare la ri-riflessione presente in vasca è stato necessario agire sia sulle onde riflesse (spiaggia assorbente), sia sulle caratteristiche della funzione di trasferimento al generatore, modificando in maniera iterativa la funzione di trasferimento fino alla coincidenza tra lo spettro teorico prefissato $S_{\eta T}(\omega)$ e quello misurato $S_{\eta m}(\omega)$.

Strumentazione di misura

Sonde di livello

Per misurare le escursioni del livello idrico sono state utilizzate otto sonde resistive, poste lungo l'asse longitudinale della vasca, di cui tre in prossimità del battitore (*offshore*) e le rimanenti cinque a distanze variabili dalla spiaggia assorbente (*inshore*). In Tabella 1 e Figura 3 sono riportate le suddette posizioni.

Tabella 1
Posizione delle sonde di livello.

Sonde di livello	x (m)	y (m)
1	16.04	0
2	15.81	0
3	15.49	0
4	4.55	0
5	4.05	0
6	3.55	0
7	3.05	0
8	2.55	0

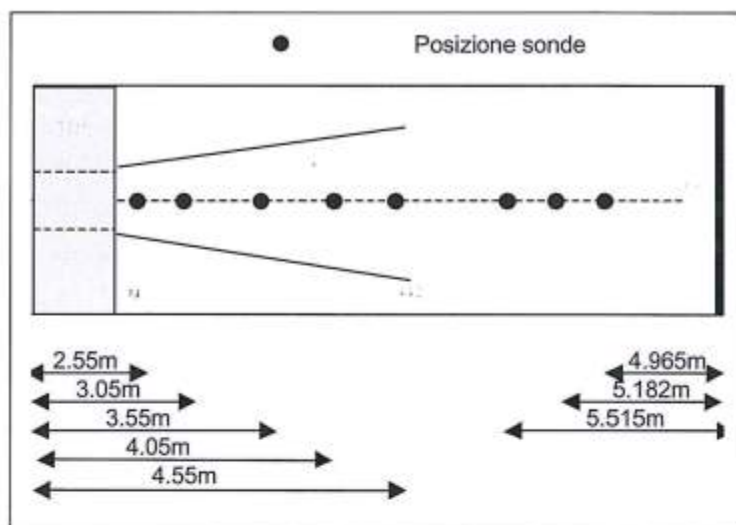


Figura 3 - Posizione delle sonde di livello.

Velocimetro ad ultrasuoni

Per misurare le tre componenti istantanee di velocità è stato utilizzato un velocimetro ad ultrasuoni (*Acoustic Doppler Velocimeter*) prodotto dalla Nortek. Il velocimetro è stato posto nelle stesse sezioni *inshore*, x_i , delle sonde di livello ($x_4 = 4.55$ m, $x_5 = 4.05$ m, $x_6 = 3.55$ m, $x_7 = 3.05$ m, $x_8 = 2.55$ m) a diverse posizioni orizzontali, y_i , rispetto all'asse x (ad esempio $y_1 = 0.5$ m, $y_{1.1} = -0.5$ m, $y_2 = 0.6$ m, $y_{2.2} = -0.6$ m, ..., $y_8 = 1.2$ m, $y_{8.8} = -1.2$ m, $y_9 = 1.3$ m, $y_{9.9} = -1.3$ m) e verticali, z_i , (ad esempio $z_1 = -0.035$ m, $z_2 = -0.055$ m, $z_3 = -0.08$ m, ..., $z_8 = -0.205$ m), così come sintetizzato in Tabella 2.

Tabella 2 - Posizione del velocimetro.

x_i	y_i (con i da ± 1 a ± 11) (m)	z_i (con i da 1 a 15) (m)	h_i (con i da 4 a 8) (m)
4	da -1.1 a 1.1 con passo 0.10	Da -0.035 a -0.315 con passo 0.025	0.335
5	da -0.9 a 0.9 con passo 0.10	Da -0.035 a -0.275 con passo 0.025	0.305
6	da -0.7 a 0.7 con passo 0.10	Da -0.035 a -0.255 con passo 0.025	0.275
7	da -0.7 a 0.7 con passo 0.10	Da -0.035 a -0.215 con passo 0.025	0.253
8	da -0.5 a 0.5 con passo 0.10	Da -0.035 a -0.195 con passo 0.025	0.215

Termografo

Il campo di diffusione termica del getto è stato misurato mediante un radiometro a scansione all'infrarosso (FLIR System), costituito dalle seguenti parti:

- 1) un sistema ottico focalizzatore della radiazione captata;
- 2) un sistema di scansione optoelettronico;
- 3) un sistema ottico interno costituito da lenti di collimazione e filtraggio;
- 4) un devar, che fa da contenitore del liquido refrigerante (Azoto a -196°C) e da involucro sotto vuoto per l'elemento rilevatore;
- 5) un preamplificatore del segnale video.

Il sistema è in grado di rilevare variazioni di temperatura fino a 0.1°C . La misura superficiale di temperatura è stata effettuata su di un'area che include le sezioni di misura suindicate.

Impostazione delle prove

Valutazione dei parametri idrodinamici adimensionali

L'obiettivo principale dell'indagine idrodinamica è stato quello di studiare le variazioni del campo di moto indotto dall'immissione di un getto in un ambiente ricettore in quiete o sottoposto all'azione del moto ondoso. I parametri caratteristici indipendenti dell'onda e del getto considerati sono: H oppure H_e = altezza d'onda regolare; H_s = altezza d'onda significativa; T oppure T_e = periodo d'onda regolare; T_p = periodo d'onda di picco; L = lunghezza d'onda; L_p = lunghezza d'onda di picco; Q_0 = portata allo sbocco; u_0 oppure u_{ms0} = velocità allo sbocco.

Le variabili indipendenti dell'onda considerate sono, oltre alla lunghezza d'onda L_0 (numero d'onda $k_0 = \frac{2 \cdot \pi}{L_0}$) e all'ampiezza a_0 , l'altezza del fondale h_0 , la viscosità del fluido μ , la densità del fluido ρ

e l'accelerazione di gravità g (il pedice "0" denota i parametri dell'onda a largo).

Le variabili indipendenti sono state espresse in termini adimensionali, e la loro analisi è stata ottenuta dall'applicazione delle equazioni dinamiche e cinematiche che governano il problema.

Le variabili dipendenti utilizzate, invece, per definire il modello di efflusso sono:

u_w = componente orizzontale della velocità mediata nel tempo (getto);

u_{ms} = componente orizzontale della velocità mediata nel tempo, in superficie (getto);

u_{msw} = componente orizzontale della velocità mediata nel tempo, lungo l'asse (getto);

u_{msv} = componente orizzontale della velocità mediata nel tempo (moto ondoso - getto).

In accordo con le variabili sopra analizzate, i parametri adimensionalizzati utilizzati sono:

$$\frac{b}{L_0}, \frac{H}{L_0}, \frac{b}{L_p}, \frac{H_s}{L_p}, \frac{z}{b_u}, \frac{y}{b_u}, \frac{y}{b_0}, \frac{x}{\sqrt{A_0}}, \frac{u_w}{u_{ms}}, \frac{u_{ms}}{u_{msw}}, \frac{u_{msw}}{u_0}, \frac{u_{msv}}{u_0}$$

dove b_0 è la larghezza della sezione allo sbocco, A_0 è la sezione allo sbocco, u_0 è il valore che assume la coordinata z dove il rapporto $\frac{u_w}{u_{ms}}$ è pari a 0.5, b_u è il valore che assume la coordinata y dove

il rapporto $\frac{u_{ms}}{u_{msw}}$ è pari a 0.5.

Valutazione dei parametri di temperatura adimensionali

In una seconda fase dell'indagine sperimentale, si è analizzato il fenomeno di diffusione termica di uno scarico a temperatura superiore di quella dell'ambiente ricettore. Le variabili indipendenti che caratterizzano il getto superficiale "caldo" sono: la portata di acqua "calda" immessa, la posizione x di immissione, e la temperatura allo sbocco, T_0 . Al fine di rendere generalizzabili i risultati degli esperimenti, le variabili sono state espresse in termini adimensionali.

In accordo con le variabili sopra analizzate, i parametri dipendenti adimensionalizzati sono:

$$\frac{x}{\sqrt{A_0}}, \frac{y}{\sqrt{A_0}}, y/b_T, \frac{\Delta T_s}{\Delta T_w}; \frac{\Delta T_s}{\Delta T_0}; \frac{\Delta T_w}{\Delta T_0}$$

dove:

ΔT_s è la differenza di temperatura ($T_s - T_a$), dove T_s è la temperatura in superficie e T_a è la temperatura ambiente;

ΔT_0 è la differenza di temperatura ($T_0 - T_a$);

ΔT_w è la differenza di temperatura ($T_w - T_a$), dove T_w è la massima temperatura in superficie lungo l'asse x del getto;

ΔT_w è la temperatura in superficie in presenza di getto - moto ondoso;

b_T è il valore che assume la coordinata y dove il rapporto $\frac{\Delta T_s}{\Delta T_w}$ è pari a 0.5.

Definizione delle caratteristiche di prova

Le prove sperimentali sono state eseguite relativamente alle seguenti tre condizioni:

- moto ondoso in assenza di getto;
- getto in assenza di moto ondoso;
- interazione getto-moto ondoso.

La Tabella 3 mostra gli stati di mare selezionati per le varie condizioni di prova. La serie RA/RE100 è stata realizzata per calibrare il moto ondoso regolare (RE) e confrontare le sue caratteristiche energetiche con quelle random (RA). La serie RA/RE200 è stata eseguita per valutare il campo di moto e di diffusione termica. La durata di ciascuna prova è stata fissata pari a 350 s e l'acquisizione del profilo d'onda irregolare è iniziata dopo 150 s, necessari per raggiungere la condizione di regime. Il segnale è stato acquisito con una frequenza di campionamento di 20 Hz. Come già detto, si è utilizzato un metodo di calibrazione del moto ondoso che tiene conto del fenomeno della doppia riflessione. I risultati ottenuti mostrano una buona coincidenza tra lo spettro assegnato e quello misurato. Il coefficiente medio di riflessione, calcolato per ogni prova seguendo il metodo proposto da Mansard et al. (1980), è risultato pari a circa 0.07. Per quanto concerne le onde regolari, sono state riprodotte in canale onde stokiane al primo e al secondo ordine di approssimazione. La durata di ciascuna prova è stata fissata pari a 26 s per contenere gli effetti della ri-riflessione. La Tabella 3 mostra le caratteristiche ondose di prova. I risultati ottenuti restituiscono un coefficiente medio di riflessione pari a 0.15. Le misure del campo di moto della corrente sono state effettuate in assenza e in presenza di moto ondoso. Nel caso di sola corrente la durata di ciascuna prova è stata fissata pari a 800 s e l'acquisizione del segnale è iniziata dopo 600 s, necessari per raggiungere la condizione di regime. Il segnale è stato acquisito con una frequenza di campionamento di 20 Hz. La portata di prova è stata fissata pari a 15 l/s.

Nel seguito è stata analizzata solo la componente orizzontale di velocità, $u(x, y, z, t)$, assunta positiva se concorde all'asse x di Figura 1. Per il campo di diffusione termica, le suddette prove sono state eseguite immettendo in vasca un getto d'acqua superficiale a temperatura ($T_0=35^\circ\text{C}$) superiore a quella dell'ambiente ricettore ($T_a=13^\circ\text{C}$ e $T_a=20^\circ\text{C}$). Le prove effettuate sono caratterizzate da due diversi numeri di Richardson¹ pari rispettivamente a 0.03 e 0.06. Il termografo acquisisce immagini digitali con una frequenza di campionamento di 1Hz.

Tabella 3 - Parametri caratteristici di prova.

Test	H_r (cm)	T_r (s)	L_w (cm)	H_r/L_w	b/L_w	Test	H_r (cm)	T_r (s)	L_w (cm)	H_r/L_w	b/L_w
RE100	3.1	1.08	286	0.011	0.21	RA100	4.4	1.20	212	0.021	0.28
RE101	3.7	1.08	286	0.013	0.21	RA101	5.3	1.20	212	0.025	0.28
RE102	5.2	1.08	286	0.018	0.21	RA102	7.3	1.20	212	0.034	0.28
RE103	3.1	1.26	378	0.008	0.16	RA103	4.4	1.40	271	0.016	0.22
RE104	3.7	1.26	378	0.010	0.16	RA104	5.3	1.40	271	0.020	0.22
RE105	5.2	1.26	378	0.014	0.16	RA105	7.3	1.40	271	0.027	0.22
RE106	3.1	1.44	449	0.007	0.13	RA106	4.4	1.60	327	0.013	0.18
RE107	3.7	1.44	449	0.008	0.13	RA107	5.3	1.60	327	0.016	0.18
RE108	5.2	1.44	449	0.011	0.13	RA108	7.3	1.60	327	0.022	0.18
RE201	6.0	1.26	230	0.026	0.26	RA201	8.0	1.40	270	0.030	0.22
RE202	11.0	1.26	230	0.048	0.26	RA202	14.0	1.40	270	0.052	0.22

¹ Il numero di Richardson è pari a $R_{j0} = \frac{g \cdot b_0 \cdot \Delta\rho_0 / \rho_a}{u_0^2}$ dove $\Delta\rho_0$ è la differenza tra ρ_0 (densità dello strato superficiale del getto a temperatura T_0) e ρ_a (densità dello strato superficiale d'acqua del ricettore a temperatura ambiente T_a).

Da un'indagine preliminare si è osservato che la temperatura dell'ambiente ricettore, a seguito dell'immissione del getto caldo, si manteneva costante per un tempo di circa 20 minuti, trascorsi i quali, si ha una variazione di un 1°C. Pertanto, è stato necessario aspettare circa 5 minuti tra due test consecutivi per ripristinare le condizioni iniziali. In presenza del moto ondoso random, a seguito di una serie di prove preliminari, si è riscontrato che le condizioni di regime venivano ottenute dopo un tempo di circa 750 s, trascorso il quale iniziava la registrazione del segnale di velocità per una durata di 200 s. Al fine di verificare la simmetria del getto rispetto all'asse x , si sono immerse sulla corrente delle particelle di polistirolo e si è osservata la loro traiettoria nel tempo.

Risultati delle prove

I dati analizzati in questo lavoro sono:

- 1) le variazioni del profilo dell'onda nel tempo, in sezioni opportunamente scelte (vedi Tab. 1);
- 2) la componente orizzontale della velocità delle particelle, in sezioni prestabilite (vedi Tab. 2);
- 3) le variazioni di temperatura indotte dall'immissione di un getto a temperatura maggiore di quella dell'ambiente ricettore, sia esso in quiete o sottoposto all'azione del moto ondoso incidente.

Moto ondoso regolare

In Figura 4 è riportato, a titolo di esempio, il confronto tra il profilo d'onda misurato e quello calcolato mediante la teoria di Stokes al II ordine di approssimazione. Analogamente si è confrontata la variazione della componente orizzontale di velocità, u , lungo l'asse x in fase di cresta, con il corrispondente andamento teorico; i suddetti confronti hanno mostrato una buona coincidenza tra le misure effettuate e le condizioni teoriche assegnate in fase di calibrazione.

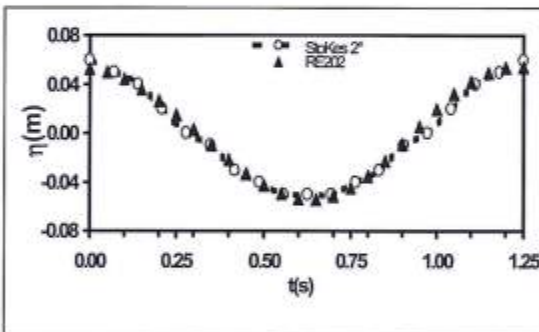


Figura 4 - Cronogramma della $\eta(x_0, t)$ relativo alla prova RE202.

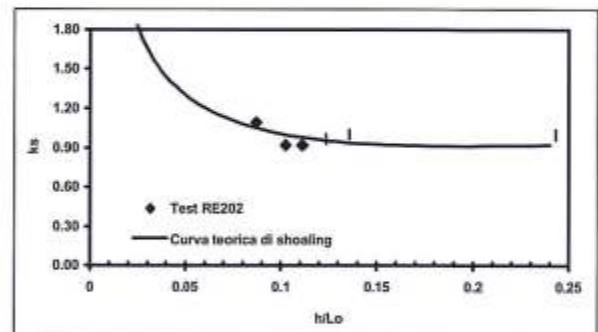


Figura 5 - Valori sperimentali e curva teorica di k_s al variare di h/L_0 in assenza di getto.

La variazione dell'altezza d'onda in assenza di corrente, da largo a sottocosta (fenomeno di shoaling), è riportata in Figura 5 con riferimento alla prova RE202. I punti sperimentali rappresentati dal coefficiente di shoaling, k_s , in funzione della profondità relativa h/L_0 sono ben interpretati dall'andamento teorico ricavato dalla teoria di Airy.

Moto ondoso random

Come sarà meglio evidenziato nel seguito, l'interazione del getto con onde random è più complessa di quella con onde regolari; per tale motivo nasce l'esigenza di introdurre un'onda regolare energeticamente equivalente allo spettro JONSWAP, nel rispetto della densità di energia e del flusso di energia (Rebaudengo e Scarsi, 1984). A tal proposito, le caratteristiche di prova nel caso di moto ondoso regolare, sono state ottenute utilizzando le formule proposte dagli Autori su citati che forniscono l'altezza ed il periodo dell'onda regolare energeticamente equivalente:

$$H_e = 2.828 \cdot \sqrt{m_0} \quad (2) \quad T_e = m_{-1}/m_0 \quad (3)$$

Misure di velocità del getto

Per quanto concerne il campo di moto relativo alla sola presenza del getto, in Figura 6 è riportato, a titolo di esempio, il cronogramma della componente di velocità $u(x, y, z, t)$ relativamente alla sezione di misura $x = x_7, y = y_0, z = z_5$.

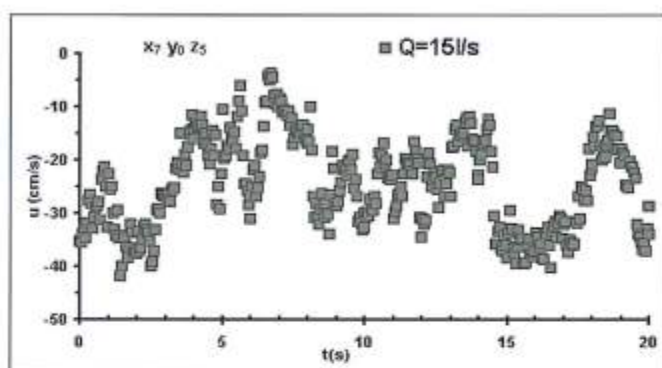


Figura 6 - Cronogramma u-t relativo alla prova Q=15l/s.

La componente della velocità orizzontale misurata $u(x, y, z, t)$ è definita come:

$$u(x, y, z, t) = u'(x, y, z, t) + u_m(x, y, z) \quad (4)$$

dove $u_m(x, y, z)$ è il valore mediato nel tempo della velocità istantanea $u(x, y, z, t)$, e $u'(x, y, z, t)$ rappresenta la fluttuazione turbolenta. La velocità media è stata determinata integrando la $u(x, y, z, t)$ in un tempo sufficientemente lungo ($t_0=200$ s), in modo da ottenere $u'(x, y, z, t) = 0$.

Misure di temperatura del getto

Per quanto riguarda lo studio del campo di diffusione termica, le immagini registrate dal termografo sono la media di 16 fotogrammi acquisiti ad una frequenza di 1Hz. In Figura 7 è riportata una sequenza di immagini relativamente alla prova $Q = 15l/s, R_{10}=0.06$.

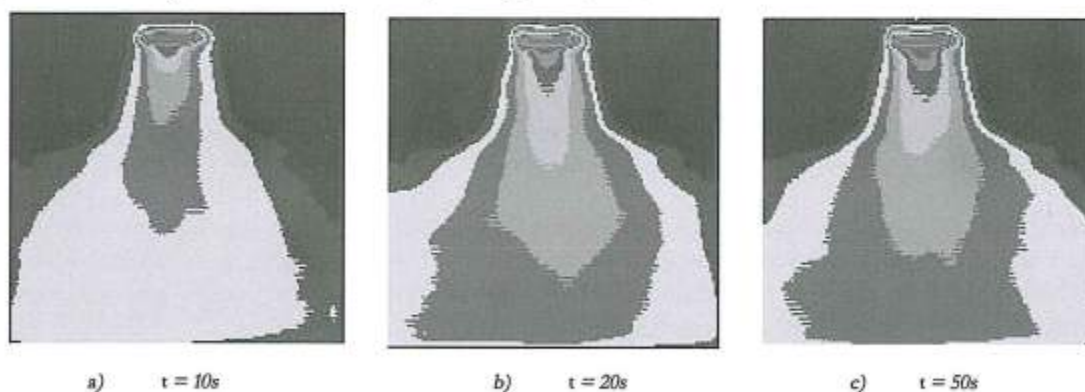


Figura 7 - Sequenza relativa alla prova Q=15l/s.

A seguito di una serie di prove preliminari, si è riscontrato che le condizioni di regime venivano ottenute dopo un tempo di 20 s dall'immissione del getto a temperatura $T_0 = 35^\circ\text{C}$ (Fig. 7b e c); tale condizione si manteneva inalterata per 80 s, trascorsi i quali la temperatura del ricettore aumentava di circa un 1°C . Un limite dello strumento utilizzato è quello di restituire l'immagine acquisita in maniera distorta nel piano (x, y) ; per tale motivo è stato necessario effettuare un passaggio di scala, tenendo conto del campo di misura reale e di quello registrato dalla telecamera. L'immagine distorta

ha la forma di un trapezio, la cui base minore è posizionata davanti all'osservatore. Si nota che la maggiore distorsione si ha lungo l'asse x , dove un pixel (unità di misura del fotogramma) è risultato pari a 2,40 cm, mentre lungo l'asse y un pixel ha assunto valori diversi per ogni x . Con tale scalatura è stato possibile ottenere le immagini e i relativi valori di temperatura non distorti spazialmente, nel campo di misura prestabilito.

Misure di velocità del getto-moto ondoso

Per quanto concerne il campo di moto relativo del getto in presenza di moto ondoso, in Figura 8 è riportato il cronogramma della componente di velocità $u(x, y, z, t)$ relativamente alla sezione di misura $x=x_7, y=y_0, z=z_5$. Nel caso di interazione corrente-moto ondoso, la natura periodica del campo di moto suggerisce la scomposizione della variabile $u(x, y, z, t)$ in tre aliquote:

$$u(x, y, z, t) = \tilde{u}(x, y, z, t) + u'(x, y, z, t) + u_m(x, y, z) \quad (5)$$

dove $\tilde{u}(x, y, z, t)$ è il contributo della componente di oscillazione dovuta al moto ondoso. In tal caso la velocità media è stata determinata integrando la $u(x, y, z, t)$ in un tempo D ($D = 100 T$) sufficientemente lungo da eliminare la componente $u'(x, y, z, t)$, e tale da risultare un multiplo del periodo T per eliminare la componente oscillatoria $\tilde{u}(x, y, z, t)$.

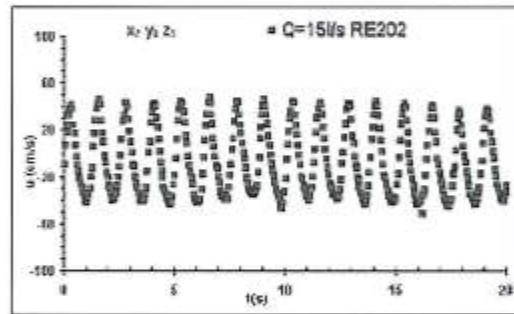


Figura 8 - Cronogramma $u-t$ relativo alla prova RE202 $Q=15l/s$. Moto ondoso regolare energeticamente equivalente.

Per tutte le prove effettuate nel caso d'interazione corrente-moto ondoso, si è verificato che il campo di moto, in presenza di un moto ondoso random, è ben interpretato con la teoria dell'onda energeticamente equivalente. Nella Figura 9 sono state messe a confronto le velocità medie $u_m(z)$, lungo la verticale, relativamente ad una condizione di prova caratterizzata da onde random e dalla corrispondente onda regolare equivalente, evidenziando come i due profili sono perfettamente coincidenti.

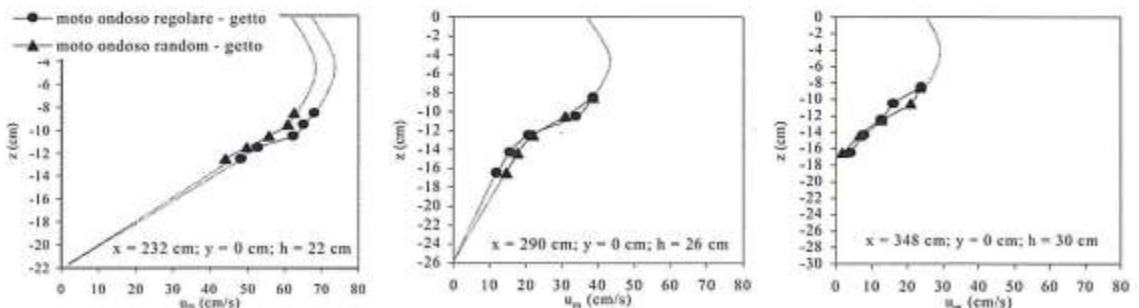


Figura 9 - Profili della velocità $u_m(z)$ in presenza di moto ondoso regolare e random.

Misure di temperatura getto-moto ondoso

In Figura 10 è riportata una sequenza di immagini relativamente alla prova RE201 $Q = 15\text{l/s}$. Le condizioni di regime sono state ottenute dopo un tempo di 30 s dall'immissione del getto a temperatura $T_0 = 35^\circ\text{C}$ (Fig. 10b e c); tale condizione si manteneva inalterata per 50 s, trascorsi i quali la temperatura del ricettore aumentava di circa un 1°C .

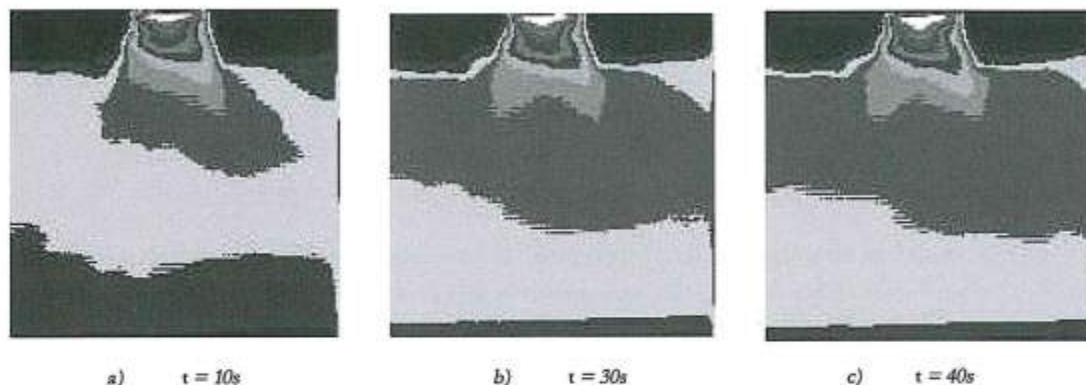


Figura 10 - Sequenza relativa alla prova RE201 $Q=15\text{l/s}$.

Analisi dei risultati

Nell'analisi dei risultati, di seguito riportata, si darà conto delle elaborazioni e delle interpretazioni eseguite relativamente all'azione di un getto che si immette in acqua ferma, e in una seconda fase in opposizione ad un moto ondoso regolare.

Le elaborazioni effettuate sono relative ai seguenti aspetti del fenomeno in esame:

- 1) determinazione delle variazioni delle caratteristiche dell'onda per effetto del getto;
- 2) analisi del campo di moto nel piano (x, y) e (x, z) , dovuto alla presenza di un getto che si immette in un ambiente ricettore, in quiete o sottoposto all'azione del moto ondoso;
- 3) analisi della diffusione termica nel piano (x, y) , dovuta alla presenza di un getto a temperatura superiore a quella dell'ambiente ricettore, in quiete o sottoposto all'azione del moto ondoso.

Variazioni delle caratteristiche dell'onda

L'analisi dei risultati relativi alla variazione dell'altezza d'onda in presenza di corrente, da largo a sottocosta, è riportata in Figura 11 con riferimento alla prova $Q=15\text{l/s}$ RE202.

In presenza di corrente si osserva come, al diminuire della profondità relativa ($0.05 < h/L < 0.1$), si ha un sensibile aumento del coefficiente k_s .

Per tutte le prove effettuate si è riscontrato, nella sezione prossima allo sbocco (x_8), un incremento dell'altezza d'onda variabile tra il 2% e il 10%.

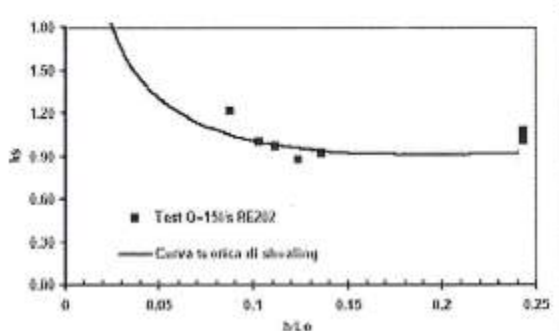


Figura 11 - Valori sperimentali e curva teorica di k_s al variare di h/L_0 in presenza di corrente.

Analisi del campo di moto di un getto piano in assenza di moto ondoso

Da un'analisi degli studi precedenti riguardanti il campo di moto generato da un getto piano in un ambiente ricettore in quiete, si è notato come le misure effettuate da Pande e Rajaratnam (1977) e le espressioni interpolari da essi proposte risultino le più adatte ad interpretare i fenomeni in esame.

In particolare gli Autori, per numeri di Richardson moderati ($R_{io}=0.15 \div 0.56$) e grandi ($R_{io}=0.79 \div 1.14$), hanno proposto le seguenti equazioni esponenziali (Gaussiana) per descrivere l'andamento dei profili di velocità $u_m(x, y, z)$ sia nel piano (x, y) che nel piano (x, z) :

$$\frac{u_{ms}}{u_{m0}} = e^{-0.693 \left(\frac{y}{b_y}\right)^2} \quad (6)$$

$$\frac{\Delta T_s}{\Delta T_m} = e^{-0.693 \left(\frac{y}{b_r}\right)^2} \quad (7)$$

$$\frac{u_m}{u_{m0}} = e^{-0.693 \left(\frac{z}{b_z}\right)^2} \quad (8)$$

$$\frac{\Delta T}{\Delta T_m} = e^{-0.693 \left(\frac{z}{b_r}\right)^2} \quad (9)$$

Gli Autori hanno fornito, inoltre, delle equazioni che descrivono le variazioni di velocità e temperatura, al variare della distanza relativa dallo sbocco, $x/\sqrt{A_o}$, e del numero di Richardson:

$$\frac{u_{ms}}{u_{m0}} = \frac{5.68 \cdot R_{io}^{\frac{1}{3}}}{\left(x/\sqrt{A_o}\right)^{\frac{2}{3}}} \quad (R_{io}=0.15 \div 0.79) \quad (10)$$

$$\frac{u_{ms}}{u_{m0}} = \frac{1.43 \cdot R_{io}^{\frac{1}{6}}}{\left(x/\sqrt{A_o}\right)^{\frac{1}{3}}} \quad (R_{io}=0.79 \div 1.14) \quad (11)$$

$$\frac{\Delta T_m}{\Delta T_o} = \frac{4.42 \cdot R_{io}^{\frac{1}{3}}}{\left(x/\sqrt{A_o}\right)^{\frac{2}{3}}} \quad (R_{io}=0.15 \div 0.79) \quad (12)$$

$$\frac{\Delta T_m}{\Delta T_o} = \frac{3.17 \cdot R_{io}^{\frac{1}{3}}}{\left(x/\sqrt{A_o}\right)^{\frac{2}{3}}} \quad (R_{io}=0.79 \div 1.14) \quad (13)$$

Pertanto, in una prima fase dell'analisi, è stata verificata la validità delle espressioni proposte da Pande e Rajaratnam (1977) per i casi esaminati, e là dove queste risultino inadeguate sono state proposte nuove espressioni interpolari.

Cinematica del getto nel piano (x, z)

In Figura 12, a titolo esemplificativo, sono riportati i profili verticali delle velocità $u_m(x, y, z)$ lungo l'asse, per la portata $Q=15l/s$. Si nota, come nella sezione prossima allo sbocco (x_8) i profili presentano un gradiente elevato, che via via decresce allontanandosi dalla sezione di sbocco.

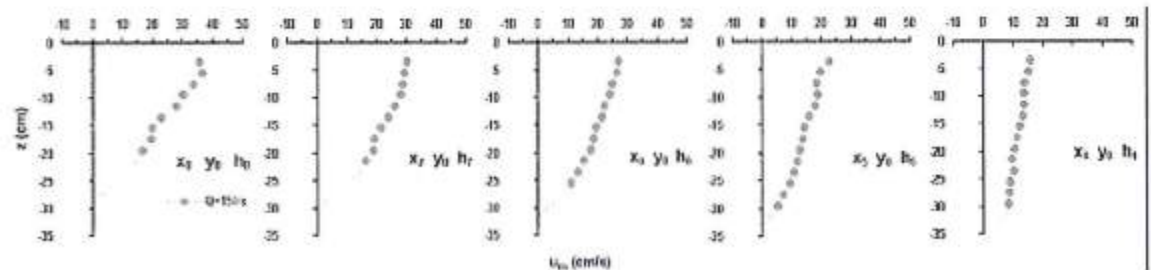


Figura 12 - Profili della velocità $u_m(x, y, z)$ del getto nel piano (x, z) .

Si è proceduto quindi alla adimensionalizzazione dei suddetti profili, riportando in diagramma la velocità relativa u_m/u_{ms} in funzione di z/h_w . I dati sperimentali lungo l'asse risultano ben interpretati dall'equazione proposta da Rajaratnam (eq. 8). Lateralmente si riscontra una maggiore dispersione, così come mostrato in Figura 13. Quanto su detto è confermato da un'analisi di regressione (Tab. 4) dalla quale si evince come il coefficiente di dispersione σ aumenti al crescere di $y/\sqrt{A_0}$. Nelle suddette tabelle sono riportate le espressioni interpolari che meglio si adattano ad interpretare i profili di velocità, nelle sezioni trasversali all'asse del getto.

Tabella 4 - Dati SUN per $Q=15\text{ l/s}$ e relative equazioni interpolari.

$y/\sqrt{A_0}$	EQUAZIONE $n^\circ \text{ dati} = 60$	R	σ
0	$u_m/u_{ms} = e^{-0.693(z/b)^2}$	0.976	0.0018
± 0.55	$u_m/u_{ms} = 1.07 e^{-0.598(z/b)^{1.43}}$	0.890	0.0114
± 0.55	$u_m/u_{ms} = e^{-0.693(z/b)^2}$	0.819	0.0180
± 1.10	$u_m/u_{ms} = 1.10 e^{-0.639(z/b)^{1.267}}$	0.900	0.0129
± 1.10	$u_m/u_{ms} = e^{-0.693(z/b)^2}$	0.842	0.0199

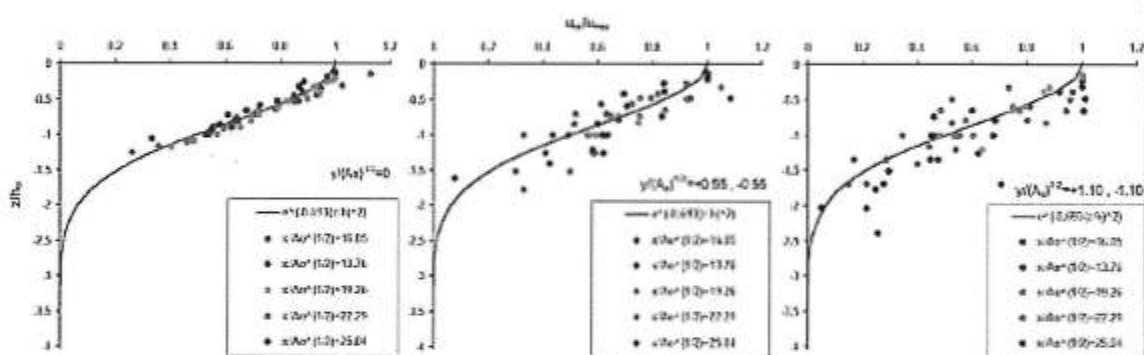


Figura 13 - Profili della velocità u_m/u_{ms} in funzione di z/h_w ed eq. (8).

Cinematica e campo di diffusione termica del getto nel piano (x, y)

Nella Figura 14 sono riportati i profili delle velocità $u_m(x, y, z)$ e delle temperature $T(x, y, z)$ trasversali all'asse della corrente, relativamente alla portata di 15l/s. Si nota come, nella sezione prossima allo sbocco, i profili di velocità presentano una distribuzione del tipo a campana, con un gradiente che tende a ridursi fino alla sezione x_4 ; ciò è dovuto principalmente all'allargamento trasversale della corrente.

Per quanto riguarda le temperature si osserva come, passando dalla sezione x_3 ad x_4 , l'andamento dei profili si modifica da gaussiano a quasi lineare uniforme.

Un modo diverso di visualizzare i risultati su detti è quello di rappresentare la temperatura mediante curve isoterme opportunamente adimensionalizzate ($\Delta T_i/\Delta T_0$) nel piano ($x/\sqrt{A_0}, y/\sqrt{A_0}$), così come riportato nella Figura 15, relativamente alla prova $Q=15\text{ l/s}$ $R_{10}=0.03$. Da tale grafico è evidente, come nella sezione $y = 15\sqrt{A_0}$ il valore $\Delta T_i = 0.5 \cdot \Delta T_0$.

Come già fatto per le misure nel piano (x, z), i profili di velocità sono stati adimensionalizzati secondo i criteri proposti da Pande e Rajaratnam (1977), ovvero si sono riportati i valori u_{ms}/u_{mm} in funzione di y/b_w . La relazione (6) è adeguata, visto il buon coefficiente di correlazione e lo scarto quadratico medio, come mostrato in Figura 16.

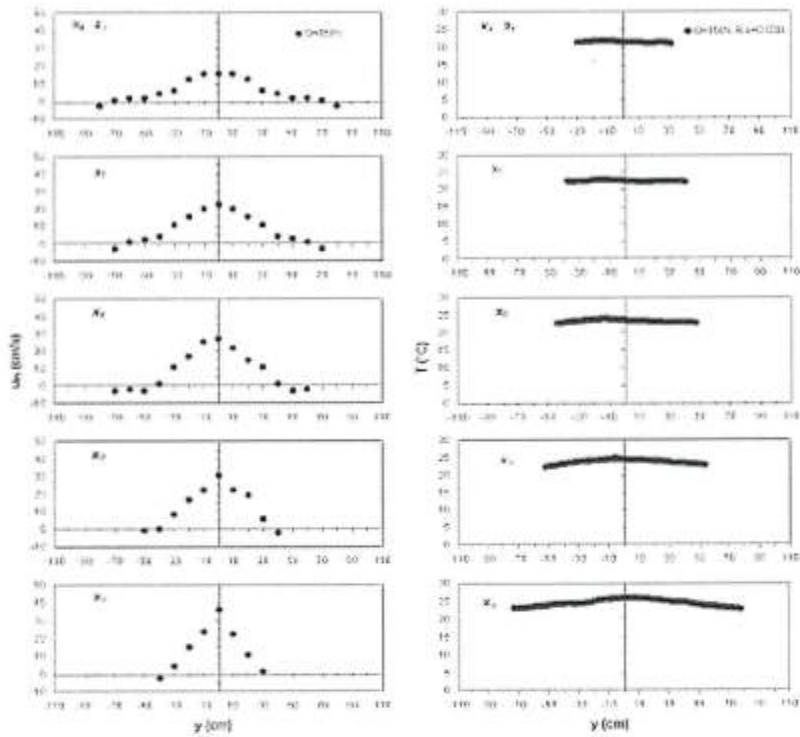


Figura 14 - Profili della velocità $u_m(x, y, z)$ e delle temperature $T(x, y, z)$ del getto nel piano (x, y) .

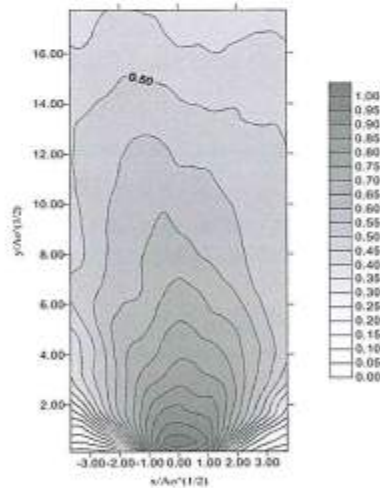


Figura 15- Andamento delle curve isoterme nel caso di $Q=15l/s$ nel piano $(y/\sqrt{A_0}, x/\sqrt{A_0})$.

Analogamente per le temperature, per $R_{i0}=0.03 - 0.06$, si è diagrammato il rapporto $\Delta T_s / \Delta T_m$ in funzione di y/b_T per le sezioni $x_8-x_7-x_6$, così come riportato in Figura 17. Si nota un buon accordo tra i dati sperimentali e la curva teorica (eq. 7) per valori $-1 < y/b_T < +1$. Per quanto riguarda le sezioni x_5-x_4 , si è osservato dalle misure effettuate che il rapporto $\Delta T_s / \Delta T_m$ al variare di y/b_T assume un andamento lineare quasi uniforme.

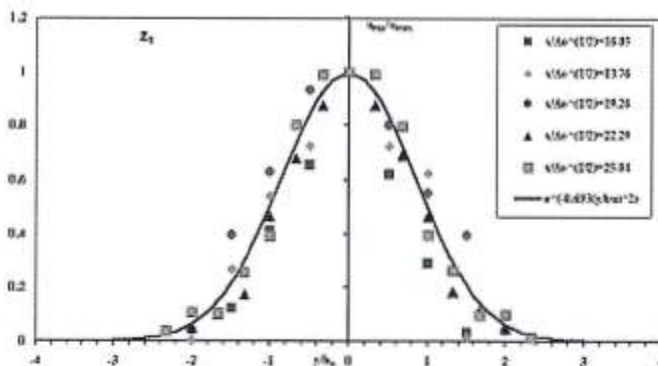


Figura 16 - Valori sperimentali ed eq.ne (6) di u_{max}/u_{min} in funzione di y/b_w .

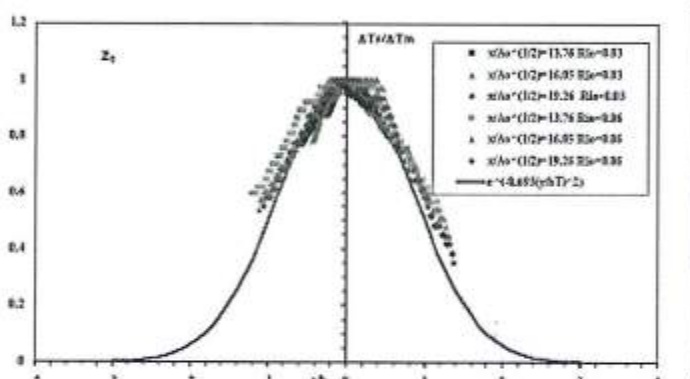


Figura 17 - Valori sperimentali eq. (7) di $\Delta T_s/\Delta T_m$ in funzione di y/b_T .

Analisi del campo di moto di un getto piano in presenza di moto ondoso

Nel caso di interazione getto - moto ondoso, dall'elaborazione dei dati si sono ricavate espressioni interpolari che interpretano i fenomeni nel piano (x, z), mentre nel piano (x, y) si propongono abachi che descrivono il decremento percentuale in fissate sezioni.

Cinematica del moto ondoso – getto nel piano (x, z)

Nella Figura 18 sono riportati, in presenza e assenza del moto ondoso (RA201 e RA202), i profili verticali delle velocità u_{mv} . Si nota come in presenza di moto ondoso, tali profili riducono in maniera sensibile il proprio gradiente, il quale tende quasi ad annullarsi nelle sezioni x_4 - x_5 con valori della velocità prossimi a zero.

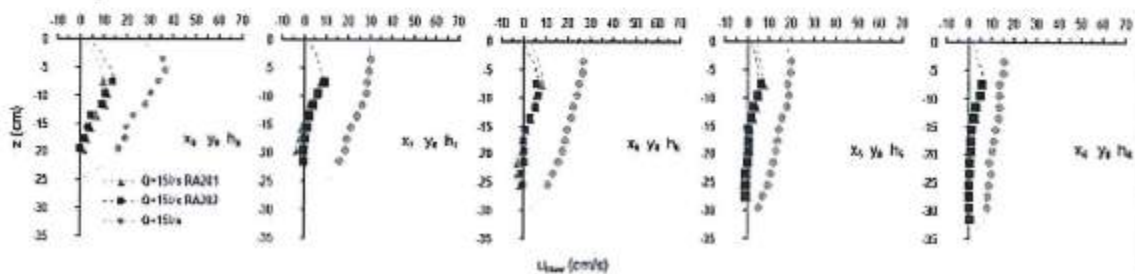


Figura 18 - Profili della velocità $u_{mv}(x, y, z)$ in assenza e in presenza di moto ondoso nel piano (x,z).

Si è proceduto, quindi, alla adimensionalizzazione dei suddetti profili utilizzando il seguente parametro: $\frac{\Delta w}{\Delta w_s}$, dove $\Delta w = u_{mw} - u_{mw\min}$ e $\Delta w_s = u_{mw\max} - u_{mw\min}$, essendo rispettivamente $u_{mw\min}$ e $u_{mw\max}$ la velocità minima e quella superficiale del getto in presenza del moto ondoso, in una assegnata sezione. In Tabella 5 e nelle Figure 19 e 20 sono riportate, per assegnati valori di $y/\sqrt{A_s}$ (0, ± 0.55, ± 1.10), le espressioni esponenziali che meglio interpretano i dati sperimentali:

$$\frac{\Delta w}{\Delta w_s} = 1.17e^{-0.716\left(\frac{z}{b_s}\right)^{2.84}} \quad Q=15l/s \text{ RA201} \quad (14) \quad \frac{\Delta w}{\Delta w_s} = 1.45e^{-0.965\left(\frac{z}{b_s}\right)^{2.33}} \quad Q=15l/s \text{ RA202} \quad (15)$$

Si sono confrontate le suddette curve con le gaussiane ricavate nel caso di solo getto; tale confronto evidenzia come il moto ondoso modifica la forma della curva, rendendola non più di tipo gaussiana ma esponenziale cubica.

Tabella 5 - Dati SUN con relative equazioni interpolari.

$y/\sqrt{A_s}$	n° dati	EQUAZIONE $Q=15 \text{ l/s RA201}$	R	σ	EQUAZIONE $Q=15 \text{ l/s RA202}$	R	σ
0	48	$\Delta w/\Delta w_s = 1.17e^{-0.716(z/b_s)^{2.84}}$	0.952	0.0113	$\Delta w/\Delta w_s = 1.45e^{-0.965(z/b_s)^{2.33}}$	0.915	0.0201
±0.55	52	$\Delta w/\Delta w_s = 1.22e^{-0.613(z/b_s)^{2.62}}$	0.982	0.00464	$\Delta w/\Delta w_s = 1.06e^{-0.564(z/b_s)^{3.89}}$	0.984	0.00478
±1.10	52	$\Delta w/\Delta w_s = 1.39e^{-0.951(z/b_s)^{2.05}}$	0.964	0.00890	$\Delta w/\Delta w_s = 1.09e^{-0.588(z/b_s)^{3.05}}$	0.963	0.00966

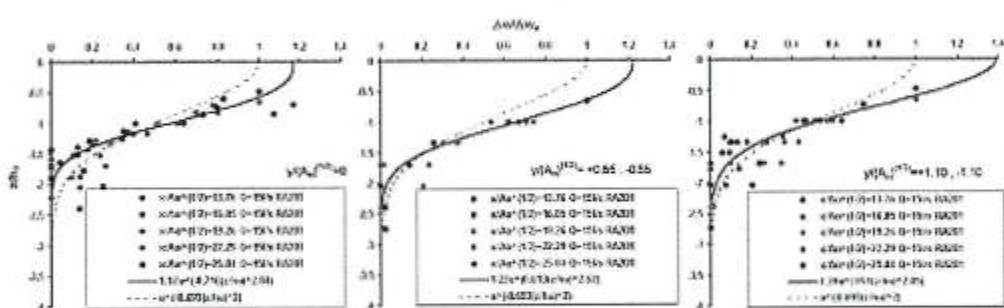


Figura 19 - Profili della velocità $\Delta w/\Delta w_s$ in funzione di z/h_w .

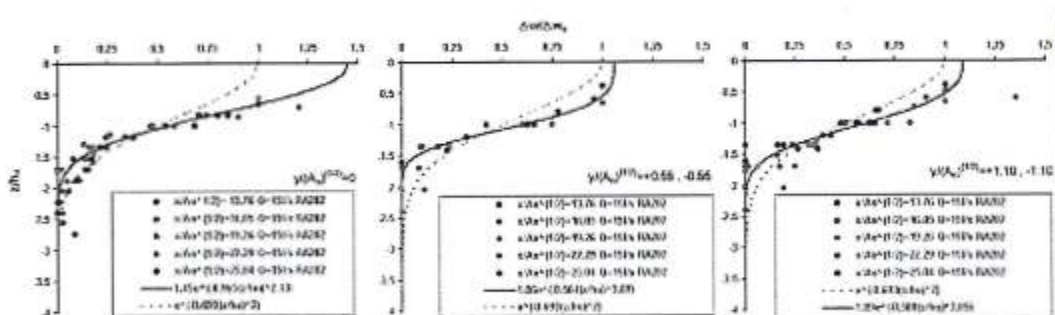


Figura 20 - Profili della velocità $\Delta w/\Delta w_s$ in funzione di z/h_w .

Cinematica e campo di diffusione termica del moto ondoso – getto nel piano (x, y)

Nella Figura 21 e 22 sono riportati, in presenza del moto ondoso regolare (RA201 e RA202), i profili delle velocità u_{mw} e delle temperature $T(x, y, z)$ trasversali all’asse della corrente. Si nota come in presenza di moto ondoso, i profili passano dalla distribuzione gaussiana, tipica del solo getto, ad una distribuzione lineare uniforme. In particolare i profili di velocità, relativamente alle prove $Q=15l/s$ RA201 - 202, sono praticamente coincidenti in ogni sezione, evidenziando così la poco

influenza dell'altezza d'onda nel fenomeno d'interazione, condizione che non si verifica per il campo delle temperature.

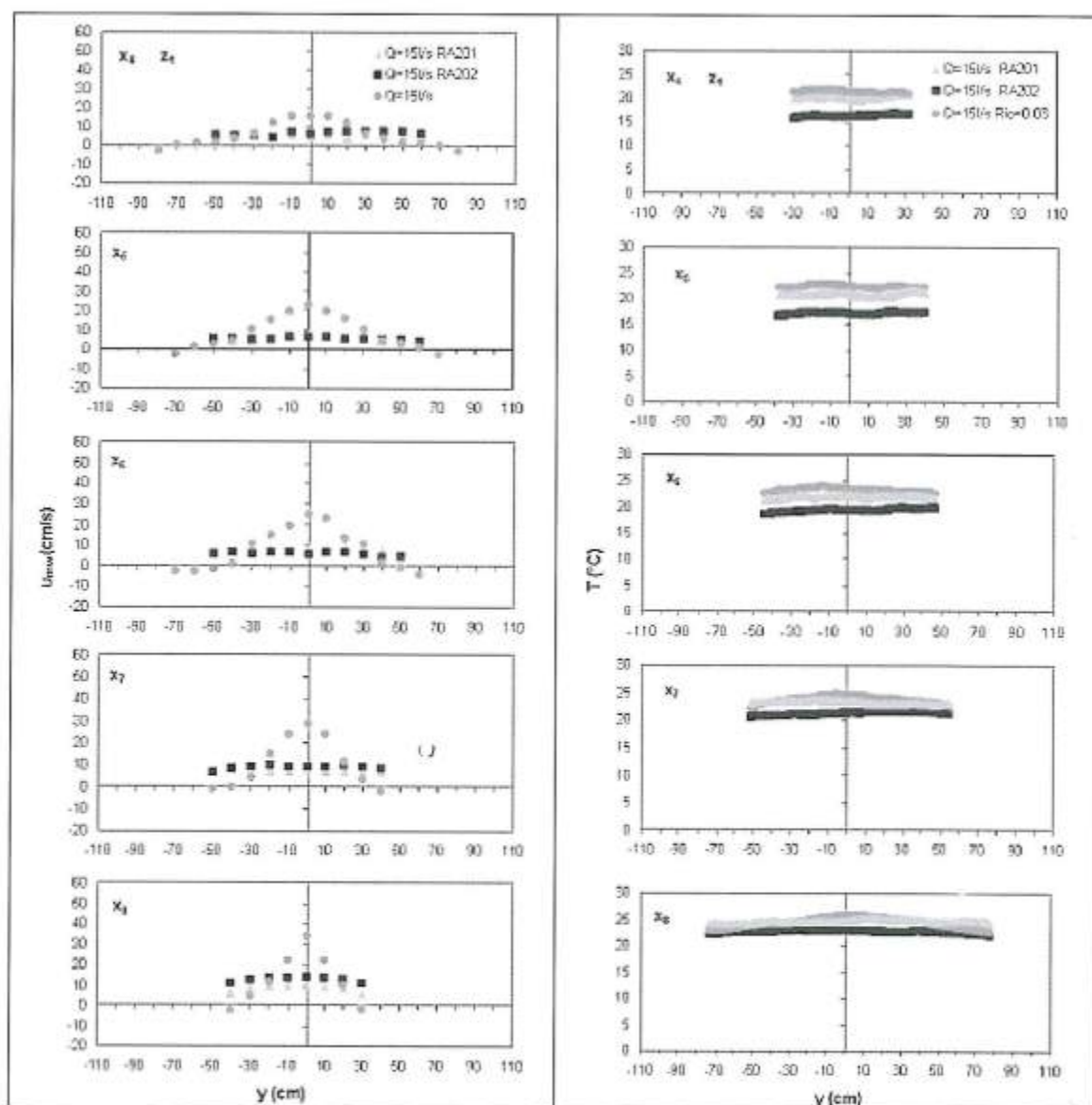


Figura 21 - Profili della velocità $u_{mw}(x, y, z)$ del getto-moto ondoso nel piano (x, y) .

Figura 22 - Profili della temperatura $T(x, y, z)$ del getto-moto ondoso nel piano (x, y) .

I risultati ottenuti sono stati rappresentati mediante curve isoterme opportunamente adimensionizzate ($\Delta T_i / \Delta T_0$) nel piano $(x/\sqrt{A_0}, y/\sqrt{A_0})$, così come riportato nelle Figure 23 per le prove $R_{io}=0.03$ RA201-202. Da tali grafici, è evidente come la presenza del moto ondoso determina un incremento della quantità di moto; relativamente alla prova $R_{io}=0.03$ RA201 il valore $\Delta T_i = 0.5 \cdot \Delta T_0$ si ha nella sezione $y = 11\sqrt{A_0}$, mentre per $R_{io}=0.03$ RA202 tale valore si raggiunge in corrispondenza di $y = 7\sqrt{A_0}$.

Il problema della variazione indotta dal moto ondoso al campo di moto della corrente nel piano (x, y) è stato esaminato facendo riferimento al seguente termine:

$$\Delta u_{mv} = \frac{100(u_m - u_{mv})}{u_m}$$

che rappresenta, alla generica $x/\sqrt{A_0}$, il decremento percentuale della velocità in presenza di moto ondoso, rispetto al valore, u_m , in condizioni di quiete.

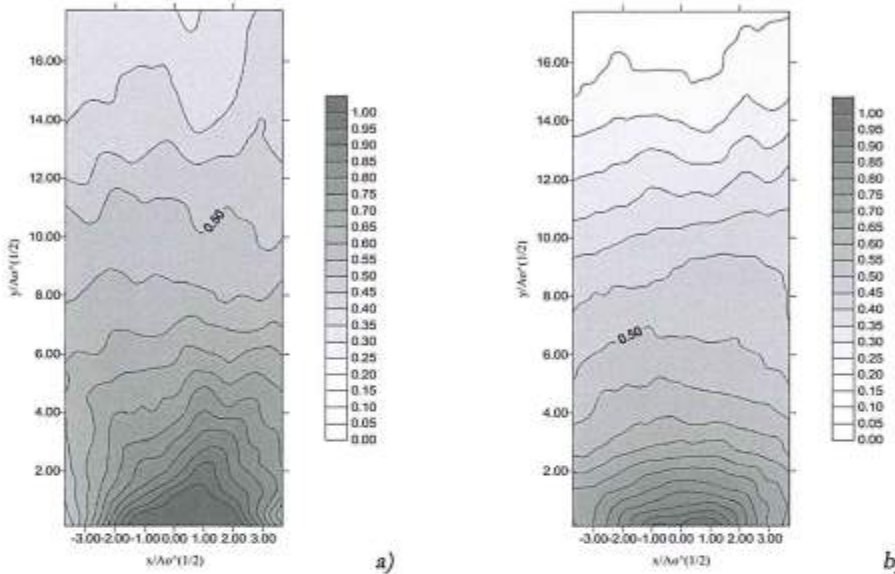


Figura 23 - Andamento delle curve isoterme nel caso $R_{i0}=0.03$: a) RA201 e b) RA202 nel piano $(y/\sqrt{A_0}, x/\sqrt{A_0})$.

La correlazione trovata lega i valori di Δu_{mv} ed i parametri caratteristici del moto ondoso ($b/L, H/L$), con i rapporti adimensionali, $x/\sqrt{A_0}, y/b_0$. Nella Figura 24 è riportato in diagramma, per fissati valori di $x/\sqrt{A_0}$, il decremento percentuale Δu_{mv} rispetto alla larghezza relativa del getto y/b_0 . Si osserva che il decremento percentuale Δu_{mv} decresce all'aumentare della larghezza relativa del getto y/b_0 , e che il gradiente della curva $\Delta u_{mv} = f(y/b_0)$ diminuisce all'aumentare della distanza relativa dallo sbocco, $x/\sqrt{A_0}$.

Analogamente, per valutare la variazione indotta dal moto ondoso al campo di diffusione termica del getto nel piano (x, y), si è fatto riferimento al termine:

$$\Delta T_w = \frac{100(T - T_w)}{T}$$

che rappresenta, alla generica $x/\sqrt{A_0}$, il decremento percentuale della temperatura in presenza di moto ondoso rispetto al valore, T, in condizioni di quiete. La correlazione trovata lega i valori di ΔT_w ed i parametri caratteristici del moto ondoso ($b/L, H/L$) con i rapporti adimensionali, $x/\sqrt{A_0}, y/\sqrt{A_0}$. Nella Figura 25 sono riportati il decremento percentuale ΔT_w rispetto alla larghezza relativa del getto $y/\sqrt{A_0}$ e $x/\sqrt{A_0}$, relativamente alle prove $R_{i0}=0.03$ RA201- RA202. Si osserva che lungo l'asse $x/\sqrt{A_0}$ il decremento percentuale assume valori compresi tra il 10% e il 20%.

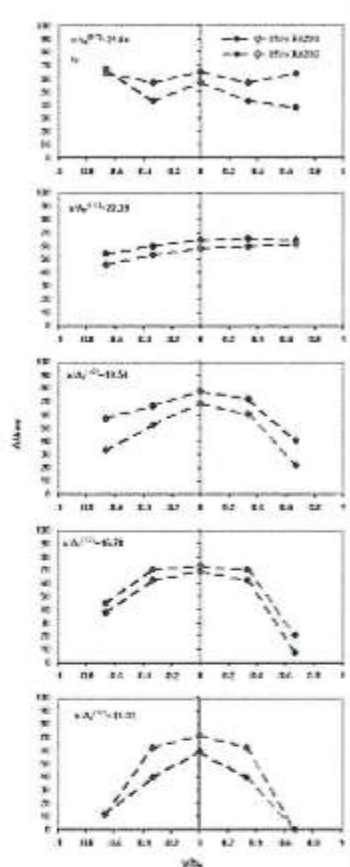


Figura 24 - Decremento percentuale Δu_{mw} rispetto alla larghezza relativa del getto y/b_0 .

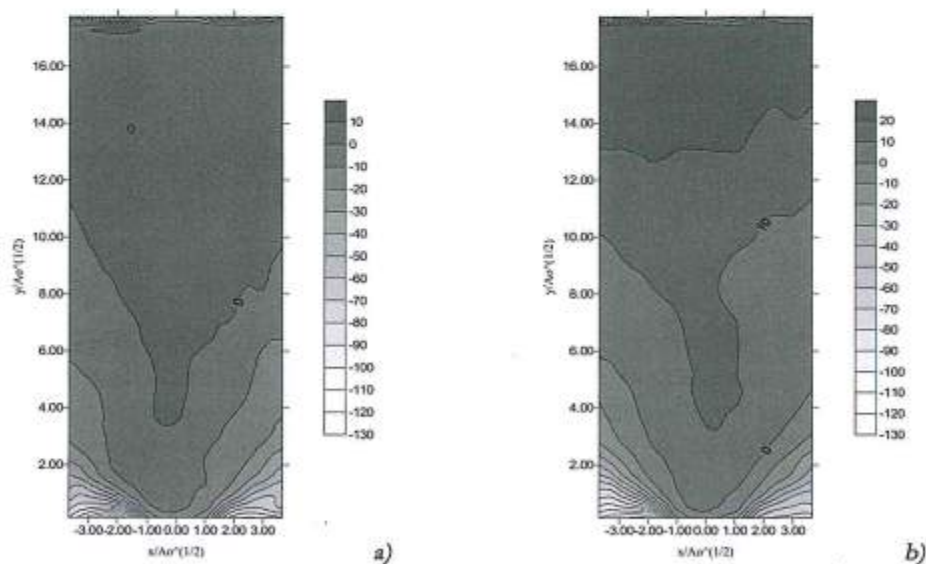


Figura 25 - Isotherme relative a ΔTw per la prova $Re=0.03$: a) RA201 b) RA202 nel piano $(y/\sqrt{A_0}, x/\sqrt{A_0})$.

Riduzione della velocità e della temperatura in asse al getto

La riduzione della velocità massima lungo l'asse x in assenza e in presenza di moto ondoso è riportata in Figura 26. Sono proposte inoltre, in Tabella 6, le equazioni di tipo esponenziale che ben interpretano i dati sperimentali:

$$\frac{u_{mmw}}{u_{msw}} = 0,998 e^{-0,003 \left(\frac{x}{\sqrt{A_0}} \right)^{1,988}} \quad (16)$$

$$\frac{u_{mmw}}{u_{msw}} = e^{\left(-0,33 \frac{x}{\sqrt{A_0}} \right)^{5,84}} \quad (17)$$

Le suddette espressioni, ricavate per valori della portata variabili tra 5 e 30 l/s, consentono di ricavare il valore massimo u_{mm} e u_{mmw} per qualunque valore di x, nota la velocità allo sbocco u_{ms0} e la sezione idrica A_0 iniziale.

Tabella 6 - Dati SUN con relative equazioni interpolari.

DATI	N° dati	EQUAZIONE	R	σ
$Q=5 \div 30 \text{ l/s}$	52	$u_{mm}/u_{msw} = 0,998 e^{-(0,003)(x/\sqrt{A_0})^{1,988}}$	0,995	0,005
$Q=10 \div 30 \text{ l/s RA202}$	47	$u_{mm}/u_{msw} = e^{-(0,33)(x/\sqrt{A_0})^{5,84}}$	0,992	0,001

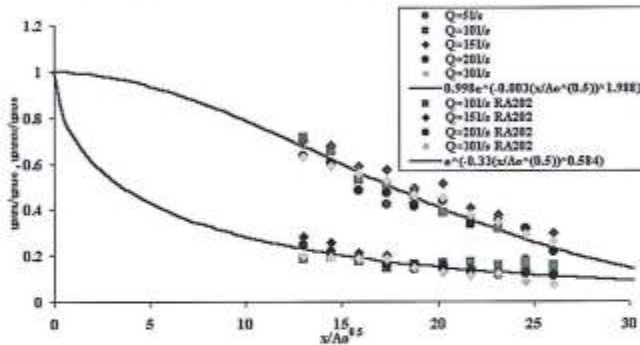


Figura 26 - Variazione di u_{mm}/u_{ms0} , u_{mmw}/u_{ms0} al variare di $x/(A_0)^{1/2}$.

Le equazioni 12 e 13, ricavate da Pande e Rajaratnam (1977) per descrivere la riduzione della temperatura massima lungo l'asse x in assenza di moto ondoso, per numeri di Richardson moderati e grandi, risultano essere inadeguate ad interpretare i dati sperimentali con $R_{i0}=0.03-0.06$. In Figura 27 e Tabella 7 è riportata la seguente espressione:

$$\frac{\Delta T_m}{\Delta T_0} = e^{-0,15 \left(\frac{x}{\sqrt{A_0}} \right)^{0,62}} \quad (18)$$

rispettivamente calcolate per $R_{i0}=0.03$ $R_{i0}=0.06$.

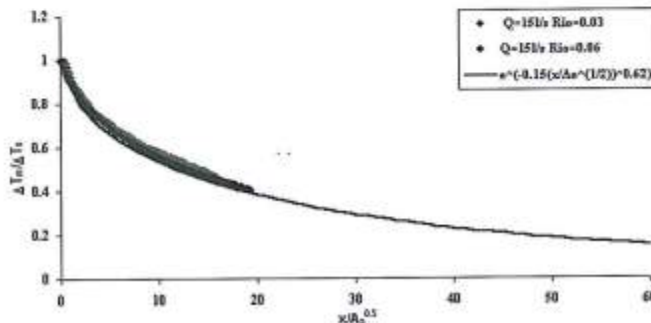


Figura 27 - Variazione di $\Delta T_m/\Delta T_0$ al variare di $x/(\sqrt{A_0})$.

Tabella 7 - Dati SUN con relative equazioni interpolari.

DATI	N° dati	EQUAZIONE	R	σ
$R_{io}=0.03-0.06$	264	$\Delta T_m/\Delta T_o = e^{-0.150(x/\sqrt{A_0})0.620}$	0.940	0.003
$R_{io}=0.03$ RA201	125	$\Delta T_m/\Delta T_o = 1.328e^{-0.284(x/\sqrt{A_0})0.525}$	0.998	0.00012
$R_{io}=0.03$ RA202	125	$\Delta T_m/\Delta T_o = e^{-0.15(x/\sqrt{A_0})0.818}$	0.990	0.00091

In Figura 28 sono riportate le equazioni che descrivono l'andamento delle temperature lungo l'asse, in presenza di moto ondoso per $R_{io}=0.03$ RA201-202.

Le suddette espressioni sono utili, in quanto consentono di ricavare il valore massimo T , per qualunque valore di x , nota la temperatura allo sbocco T_o e la sezione idrica A_0 iniziale:

$$\frac{\Delta T_m}{\Delta T_o} = 1.327 e^{-0.284 \left(\frac{x}{\sqrt{A_0}} \right)^{0.525}} \quad (19)$$

$$\frac{\Delta T_m}{\Delta T_o} = e^{-0.15 \left(\frac{x}{\sqrt{A_0}} \right)^{0.818}} \quad (20)$$

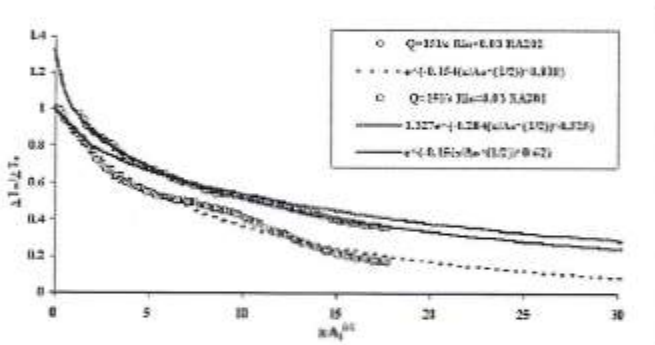


Figura 28 - Riduzione della temperatura massima, $\frac{\Delta T_m}{\Delta T_o}$, in funzione di $x/\sqrt{A_0}$.

Valutazione del campo di moto e di diffusione termica nel piano (x, y) in funzione dell'allargamento del getto.

Al fine di ricavare l'andamento delle velocità nel piano (x, y) nel caso di interazione getto - moto ondoso, è necessario conoscere l'allargamento laterale del getto, b_w . Sperimentalmente è stata ricavata la seguente relazione (Fig. 29a):

$$\frac{b_w}{b_0} = 0.0726 \cdot \left(\frac{x}{b_0} \right) - 0.0849 \quad (21)$$

Utilizzando la seguente procedura è possibile valutare la velocità u_{mw} :

- nota la sezione idrica A_0 , la velocità u_{mso} allo sbocco e la sezione (x, y) di interesse, utilizzando l'equazione (16) è possibile ricavare il valore massimo u_{mm} del getto lungo l'asse;
- utilizzando i profili adimensionali (eq.6 - Fig.16) del getto, si ricava il valore della velocità u_{ms} nel piano (x, y) noto la b_u (eq.21);
- nota $u_{ms} = u_m$, mediante i diagrammi di Figura 24 si ricavano i valori delle velocità u_{mw} nel piano (x, y) , nel caso di interazione getto - moto ondoso.

Analogamente, per ciò che concerne le temperature, al fine di ricavarne l'andamento nel piano (x, y) nel caso di interazione getto - moto ondoso, è stata ricavata sperimentalmente la seguente relazione (Fig. 29b):

$$\frac{b_T}{b_0} = 0.2125 \cdot \left(\frac{x}{b_0} \right) - 1.1171 \quad (22)$$

Utilizzando la seguente procedura è possibile valutare la temperatura T_w :

- nota la sezione idrica A_0 e la sezione (x, y) di interesse, la temperatura T_0 allo sbocco e quella ambiente T_a , utilizzando l'equazione (18) è possibile ricavare il valore massimo T_w del getto lungo l'asse;
- utilizzando i profili adimensionali (eq.7 - Fig.17) del getto, si ricava il valore della velocità T_i nel piano (x, y) noto b_T (eq.22);
- nota $T_i = T$, mediante i diagrammi di Figura 25, si ricavano i valori delle temperature T_w nel piano (x, y) nel caso di interazione getto - moto ondoso.

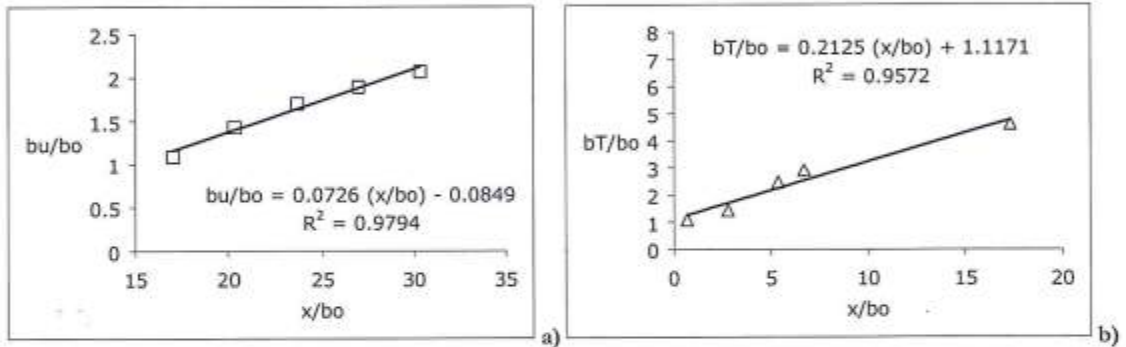


Figura 29 - Correlazione dell'allargamento laterale del getto: a) campo di moto, b) campo delle temperature.

Conclusioni

I risultati ottenuti hanno mostrato come, nell'ambito delle prove eseguite, la presenza del moto ondoso produce sensibili variazioni sia al campo di moto relativo ad una corrente che si immette in acqua ferma, sia al campo di diffusione termica.

Le elaborazioni effettuate hanno evidenziato i seguenti aspetti:

- in presenza di corrente si osserva una sensibile variazione del coefficiente k_s , al diminuire della profondità relativa b/L , con incrementi variabili dal 2 % al 10 % per $0.05 < b/L < 0.1$;
- il campo di moto nel piano (x, y) determinato dalla presenza di un getto, che si immette in un ambiente ricettore in quiete, è ben interpretato dall'equazione (6);
- il campo di moto nel piano (x, z) in presenza di solo getto è ben interpretato dall'equazione (8)

per $\frac{y}{\sqrt{A_0}} = 0$ e $Q=15$ l/s. L'equazione (8) cade in difetto per $\frac{y}{\sqrt{A_0}} = \pm 0.55$ e $\frac{y}{\sqrt{A_0}} = \pm 1.10$,

per i quali sono state proposte nuove relazioni riportate in Tabella 4;

- la riduzione della velocità massima di un getto lungo l'asse x, u_{mw} , è ben rappresentata dall'equazione (16);
- la variazione indotta dal moto ondoso al campo di moto della corrente nel piano (x, y), è ben descritto dai diagrammi di Figura 24, nei quali è rappresentato il decremento percentuale Δu_{mw} rispetto alla larghezza relativa del getto y/b_0 e alla distanza relativa dallo sbocco, $\frac{x}{\sqrt{A_0}}$;

- la riduzione della velocità massima lungo l'asse x , per effetto dell'interazione getto - moto ondoso, è ben rappresentata dall'equazione (17);
- il campo di moto nel piano (x, z) , determinato dalla presenza di un getto che si immette in un ambiente ricettore, sottoposto all'azione del moto ondoso, è ben interpretato dalle relazioni interpolari riportate in Tabella 5;
- l'allargamento laterale del getto, b_w , è descritto dall'equazione (21);
- il campo di diffusione termica nel piano (x, y) determinato dalla presenza di un getto, che si immette in un ambiente ricettore in quiete, è ben interpretato dall'equazione (7);
- la riduzione della temperatura massima di un getto lungo l'asse x , è ben rappresentata dall'equazione (18);
- la variazione indotta dal moto ondoso al campo di diffusione termica del getto, rappresentata dal decremento percentuale rispetto a $\frac{x}{\sqrt{A_0}}$ e $\frac{y}{\sqrt{A_0}}$, è riportato in Figura 25.
- la riduzione della temperatura massima lungo l'asse x , per effetto dell'interazione getto - moto ondoso, è ben rappresentata dall'equazione 19 e 20;
- l'allargamento laterale del getto, b_T , è descritto dall'equazione (22).

Utilizzando i risultati e le equazioni presentate in questo lavoro è possibile ricavare il campo di moto e di diffusione termica in assenza ed in presenza di moto ondoso.

Bibliografia

- Carter D.J.T. (1982) - *Prediction of wave height and period for a constant wind velocity using the JONSWAP results*. Ocean Engineers, 9: 17-33.
- Di Natale M. (1998) - *Non linear hydrodynamic effects of opposing jet-current on waves*. Proc. of ISOPE, Montreal.
- Di Natale M. e Vicinanza D. (2000) - *Experimental velocity profiles in wave-jet interaction*. Proc. of ISOPE, Seattle.
- Ewing J.A. (1975) - *Some results from the Joint North Sea Waves Project of interest for engineers*. Mechanical Engineering Publications Ltd, pp. 41-46, London.
- Hayashi T. e Shuto N. (1967) - *Diffusion of warm water jet discharged horizontally at the water surface*. Proceedings IAHR Congress, Volume 4, Fort Collins.
- Hughes S.A. (1993) - *Physical Models and Laboratory Techniques in Coastal Engineering*. Advanced Series on Ocean Engineering, Volume 7, World Scientific.
- Ismail N.M. (1981) - *Effect of opposing wave on the mixing of a surface horizontal jet*. Tech. Rep. HEL27-9 Hydraulic and Coastal Eng. Division University of California, Berkeley.
- Ismail N.M. e Wiegell R.L. (1983) - *Opposing wave effect on momentum jets spreading rate*. Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, ASCE, Volume 109, n. 4, pp. 465-483.
- Ismail N.M., Wiegell R.L., Ryan P.J. e Tu S.W. (1988) - *Mixing of thermal discharges in coastal waters*. International Conference of Coastal Engineering, Sydney.
- Jen Y., Wiegell R.L. e Mobarek I. (1966) - *Surface discharge of horizontal warm water jets*. Journal of Power Division, ASCE, 92: 1-30.
- Kishida N. e Sobey R.J. (1988) - *Stokes theory for waves on linear current*. J. Eng. Mech., Volume 114.
- Koole R. e Swan C. (1994) - *Measurements of a 2-D non-buoyant jet in a wave environment*. Coastal Eng., Volume 24, pp.151-169, Elsevier.
- Mansard E. e Funke E. (1980) - *The measurements of incident and reflected spectra using a least square method*. Proc. 17th Intern. Conf. on Coastal Eng., Volume 1, pp.154-172, Sydney, Australia.
- Pande B.B.L. e Rajaratnam N. (1977) - *An Experimental study of bluff buoyant turbulent surface jets*. Journal of Hydraulic Research, IAHR, n. 3, pp. 261-275, Delft.

- Rajaratnam N. (1976) - *Turbulent jets*. Elsevier, Amsterdam.
- Rebaudengo L. e Scarsi G. (1984) - *L'onda energeticamente equivalente allo spettro di energia JONSWAP*. Quaderno dell'Istituto di Idraulica della Facoltà di Ingegneria di Genova.
- Scarsi G. e Stura S. (1984) - *Upstream Propagation of Gravity Waves on a Current*. Atti 19° Conv. Idr. E Costr. Idr.
- Wiegel R.L., Mobarek I. e Yen Y. (1964) - *Discharge of warm jet over sloping bottom*. Hydraulic and Coastal Engineering Division University of California, Berkeley.

Manoscritto ricevuto il 19/4/2001, accettato il 5/12/2001.

Indici di qualità ambientale nella gestione integrata della fascia costiera

Leonardo Marotta ¹ e Diego Vicinanza ²

¹Maritime Engineering Laboratory, Technical University of Catalonia, Gran Capità, modul D1
08034 Barcelona (Spagna)

²DIC-SUN, Dipartimento di Ingegneria Civile, Seconda Università di Napoli, Via Roma, 29 - 81031 Aversa

Riassunto

L'obiettivo della ricerca in atto è l'identificazione degli indici oggettivi per la definizione di stato e qualità ambientale in aree costiere. Il metodo scientifico individuato è uno strumento di supporto alle decisioni nell'ambito della Gestione Integrata delle Coste (Integrated Coastal Zone Management), il "processo di pianificazione e di coordinamento relativo alla gestione dello sviluppo e alle risorse costiere, focalizzato sull'interfaccia mare-territorio" (Clark, 1992) ed anche "un'impostazione olistica in cui siano inclusi l'ecosistema nel suo insieme (tutte le componenti biotiche e abiotiche) e tutti i tipi di usi costieri, così come tutte le relazioni usi-usi e usi-ecosistema" (Vallega, 1993).

Parole chiave: Gestione Integrata delle Zone Costiere, Indici e Indicatori, Valori economici di aree costiere, Sistemi di supporto alle decisioni.

Abstract

The objective of the research is the identification of indicators and the building of indices in order to define environmental state and quality for coastal areas. The method proposed is a decision support system for the process of planning and co-ordination for coastal resources management and development, focused on the interface sea-land Integrated Coastal Zone Management (ICZM). The study approach is holistic and includes the ecosystem as a whole, as well as all the coastal uses and the relationships between uses and uses-ecosystem.

An Ecosystem Quality Index is proposed, starting from a biotic and an abiotic component for the littoral zone. Also an index of coastal ecosystem functioning is proposed, using biogeochemical parameters.

An evaluation method for coastal environments is also proposed, taking in account the economic and not economic value.

Keywords: *Integrated Coastal Zone Management, Indices and indicators, Economic values of coastal zones, Decision Support Systems.*

Introduzione

L'evoluzione costiera, ovvero le modifiche dell'insieme delle caratteristiche geomorfologiche, chimiche e biologiche della fascia costiera, rappresenta un processo tipico della dinamica degli equilibri naturali. Tali equilibri, pur essendo rappresentabili da leggi fisiche e processi biologici precisi, sono complessi e fortemente condizionati dagli interventi antropici. In questa memoria è utilizzato un

approccio sistemico già consolidato in oceanografia (Nihoul, 1975), ingegneria e morfologia costiera (De Vrind, 1999), ecologia marina (Margalef, 1993) e gestione costiera (Costanza et al., 1993; Vallega, 1993).

La letteratura esistente sottolinea come l'approccio integrato e sistemico sia l'unico possibile per la gestione di sistemi complessi come la fascia costiera (Vallega, 1993; Cooper e McLoughlin, 1997).

La complessità del sistema è dovuta sia al gran numero di componenti e relazioni (parte delle quali non lineare), sia alla gerarchia intrecciata sui vari livelli del sistema "fascia costiera" (Cini, 1994; Wolanski et al., 1999); dove per "sistema" si intende un insieme di parti interagenti (Odum, 1983).

In questo lavoro la fascia costiera è definita come l'area compresa tra le isolinee di +15 m e -150 m, comprendendo le aree tra le pianure costiere e il piede della piattaforma continentale, che corrisponde - in massima parte - alle aree coinvolte nei processi di fluttuazione marina del quaternario (Turner et al., 1998). Per la comprensione di un problema caratterizzato da una moltitudine di parametri che agiscono a varie scale spazio-temporali è necessario individuare alcuni indicatori dello stato del sistema e delle sue variazioni. Le caratteristiche fondamentali da prendere in esame per la descrizione del sistema sono:

- le condizioni meteomarine;
- la sedimentologia;
- la geomorfologia;
- i cicli biogeochimici;
- le comunità biologiche.

Per poi ridurre la complessità del problema, possiamo ricavare da molti indicatori di stato degli indici che tengano conto solo di alcuni fattori. L'indicatore è una quantità misurata capace di dare indicazioni sullo stato del sistema; indice è una quantità derivata capace di definire lo stato del sistema.

A tutt'oggi sono state solo parzialmente sviluppate delle procedure scientifiche tali da individuare gli indicatori e gli indici di stato e di qualità della fascia costiera.

La procedura adottata in questa memoria è chiaramente una semplificazione di un problema assai complesso, pur tuttavia costituisce un passo avanti verso la comprensione dei processi dinamici della zona costiera. La metodologia individuata è, in ogni caso, certamente uno strumento in grado di porre il ricercatore, il tecnico o la pubblica amministrazione nelle condizioni di identificare le principali problematiche e di pianificarne la soluzione, tenendo conto che le politiche del territorio non sono indipendenti dal metodo scientifico utilizzato per studiare il problema come anche evidenziato da Wiman (1991).

Definizione di scale e componenti ambientali

Un ecosistema può essere definito come un sistema complesso Ω , aperto, non in equilibrio termodinamico e caratterizzato da retroazioni (feedback) (Odum, 1983).

Ω può essere descritto in modo simbolico come segue (Pignatti e Trezza, 2000):

$$\Omega = \{x, \lambda, \mu\} \quad (1)$$

- x esprime la diversità interna del sistema (se il sistema ha componenti viventi rappresenta la biodiversità) e misura la strutturazione del sistema;
- λ rappresenta l'insieme dei vincoli che mantengono il sistema lontano dall'equilibrio, e in generale è costituito da un flusso energetico che agisce nel senso di ordinare il sistema;
- μ rappresenta le costrizioni per le attività del sistema, possono essere di tipo chimico, fisico o più in generale le condizioni al contorno.

Le condizioni di stato del sistema variano per effetto degli operatori \uparrow identificabili con i parametri x, λ, μ . Indichiamo con \uparrow l'operatore che prevale nell'identificare la dinamica e con \downarrow quello (o quelli) che la influenzano scarsamente. L'evoluzione del sistema da uno stato a ad uno stato b , assumendo x come operatore trainante (Pignatti e Trezza, 2000) si esprime:

$$\Omega < a|x \uparrow, \lambda, \mu > b \quad (2)$$

Gli insiemi di ecosistemi o paesaggi sono la scala spaziale superiore a quella di ecosistemi (Farina, 1993) e possono essere analizzati su differenti scale spaziali che identificano vari livelli gerarchici:

- ECOTOPO: è la più piccola unità geografica, caratterizzata dall'omogeneità di almeno un attributo della geosfera (cioè atmosfera, litologia, suolo, acqua, luce, ecc.) e da variazioni non eccessive delle componenti biologiche. L'omogeneità è dovuta quindi a uno o più parametri λ, μ degli ecosistemi ed in particolare a quello determinante.
- LAND FACET o SEA FACET (microchore): è composto da una combinazione orizzontale di ecotopi che vanno a costruire un pattern collegato nello spazio da almeno una proprietà comune agli ecotopi costituenti.
- SISTEMA AMBIENTALE (mesochore): è una combinazione delle microchores riconoscibili ad una determinata scala.
- MOSAICO DI SISTEMI AMBIENTALI (macrochore): è formato da una combinazione dei diversi sistemi ambientali (Farina, 1993).

La letteratura mostra come ai vari livelli gerarchici spaziali corrispondono differenti scale temporali (Tabella 1).

Tabella 1 - Definizione di scale e componenti ambientali (Naveh e Liberman, 1984; Farina, 1993).

Livello di organizzazione ambientale	Livello di organizzazione ecologica	Unità di organizzazione biologica coinvolta	Unità geomorfologica corrispondente	Unità climatica corrispondente	Scala spaziale (km ²)	Scala temporale (anni)
-	Ecosfera	Biosfera	Crosta terrestre	Clima planetario	10 ⁸	10 ⁶ +10 ⁷
-	-	Bioma	Sistema continentale	Macroclimi	10 ⁶	10 ⁴ +10 ⁶
Mosaico di sistemi ambientale (macrochore)	Regione ecologica	-	Sistema regionale	Macroclimi regionali	10 ² +10 ⁴	10 ³ +10 ⁴
Sistema ambientale (mesochore)	Sistema	Insieme di unità connesse	Sistema morfologico	Mesoclima	10+10 ²	10+10 ³
Land/Sea facies (microchore)	Ecosistema	Comunità	Formazione marina o terrestre, Unità locale	Microclima	1+10	10+10 ³
Ecotopo	Ecosistema	Popolazione Comunità	Geotopo	Microclima	1	10 ⁻¹ +10

Metodologia di analisi

Definiamo paesaggio costiero un insieme di ecosistemi che interagiscono tra loro in modo gerarchico ovvero caratterizzati da alcune proprietà emergenti. Un insieme di ecosistemi ha una proprietà emergente se la deviazione standard del sistema superiore è minore della somma delle deviazioni standard dei singoli sistemi componenti per almeno una proprietà (Margalef, 1993). Nell'ambiente marino i paesaggi sono costruiti in modo differente rispetto a quelli terrestri.

Le dinamiche delle correnti sono fattori determinanti nella distribuzione spaziale dei nutrienti e delle popolazioni planctoniche. Le popolazioni bentoniche allo stesso modo sono influenzate - nella

loro distribuzione spaziale - dai processi di trasporto e sedimentazione dei nutrienti, nonché in una loro eventuale fase planctonica, dalla capacità di distribuirsi lungo i gradienti di corrente.

La produttività primaria e secondaria dipende dai flussi fluviali di acqua dolce e nutrienti e dai campi di velocità delle correnti costiere.

Inoltre, le tipologie di paesaggi costieri dipendono dalle attività umane e dalla loro influenza sulle dinamiche litorali.

In particolare il paesaggio costiero può essere considerato come l'unione di quattro campi:

- un campo di correnti costiere,
- un campo di nutrienti,
- un campo composto dall'insieme di sedimenti e di substrato geologico,
- un campo di popolazioni dell'ecosistema costiero.

Mutuando la terminologia dall'ecologia terrestre definiamo macchia (*patch*) un'area con i quattro campi definiti statisticamente da una certa persistenza. Ogni macchia è un ecotopo, composto da uno o più ecosistemi. La persistenza può essere definita dalla frequenza e persistenza dei fenomeni. La frequenza di occorrenza dello stato *i*-esimo, $F_{i,giorni}$, dato dall'apparizione di un paesaggio qualsiasi per un tempo sufficientemente lungo da consentire la stabilità di un insieme di popolazioni.

Definiamo corridoio (*corridor*) un'area costiera dove il trasporto di nutrienti ed il flusso genetico sono dominanti sulla persistenza dei fenomeni.

Nella descrizione degli ecotopi utilizzeremo un insieme di indicatori - che danno luogo a un indice - come descrittori del sistema.

Le pressioni antropiche influenzano gli ecotopi e di qui gerarchicamente i paesaggi costieri, o modificano i campi di velocità, o di nutrienti, o di sedimenti e di substrato geologico e di qui influenzano paesaggi ed ecotopi.

Pressione-Stato-Impatto-Risposta (Pressure-State-Impact-Response)

Lo schema di base della gestione integrata della zona costiera è dato da un'integrazione tra enti gestori, piani, portatori di interessi o *stakeholders*, usi del territorio e ricerca scientifica. L'Italia allo stato attuale si trova in un momento di transizione che, dalla legge 979/82 e tramite l'uso di criteri e linee guida, condurrà all'adozione del Piano Generale del Mare e delle Coste (ex lege 979/82). Questo piano può essere pensato attualmente come strumento di gestione integrata delle coste e delle aree marine.

La base per una pianificazione costiera integrata segue i seguenti passi:

- motivazione del piano (identificazione delle problematiche e dei risultati da raggiungere attraverso processi di coinvolgimento delle parti sociali e dei portatori di interessi);
- identificazione degli obiettivi e dei meccanismi di finanziamento;
- preparazione del piano;
- pianificazione (piano generale, definizione di piani settoriali e coinvolgimento delle comunità locali);
- attuazione del piano;
- monitoraggio e valutazione (Vallega, 1993 e 1999).

A questo fine la Commissione Europea (European Commission, 1999a; European Commission, 1999b) ha adottato un quadro interpretativo per le aree costiere e la loro evoluzione: il modello *Pressure State Impact Response* (P-S-I-R), (oppure *Driving Forces Pressure State Impact Response*, D-P-S-I-R). Il modello si basa sulla definizione di:

- cause generatrici primarie (*Driving Forces*) che riguardano i settori delle attività e della produzione (industria, agricoltura, trasporti) e la loro evoluzione;
- le pressioni (*Pressure*) che queste attività producono sull'ambiente;
- lo stato dell'ambiente (*State*);
- gli impatti (*Impacts*) che si hanno e le modifiche dello stato dell'ambiente in termini di salute umana e funzioni/struttura degli ecosistemi;

- le risposte (Response) ovvero le politiche messe in atto.

La Comunità Europea richiede di definire, per ognuno di questi elementi del quadro interpretativo (Figura 1), un insieme di indicatori e indici (European Commission, 1999a; European Commission, 1999b; Turner e Salomons, 1999).

Le caratteristiche principali di questi indicatori ed indici devono essere le seguenti:

- capacità di misurare lo stato dell'ambiente;
- capacità di quantificare le tendenze al cambiamento rispetto agli obiettivi delle risposte;
- possibilità di confrontare situazioni e luoghi differenti;
- capacità di fornire un allarme preventivo e/o tempestivo;
- capacità di fornire tendenze future quando accoppiati a modelli predittivi (ANPA, 1998; Turner et al., 1998).

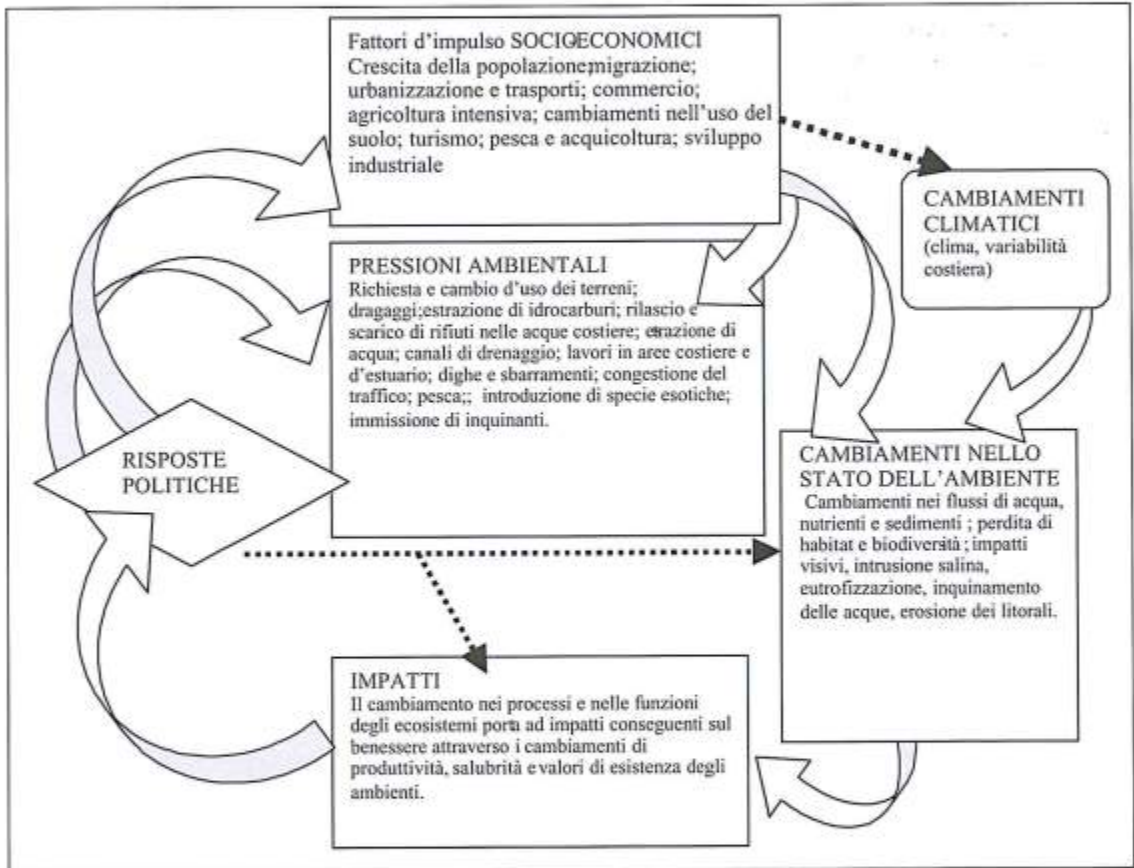


Figura 1 - Quadro concettuale Pressure-State-Impact-Response (Turner et al., 1998; Turner e Salomons, 1999).

A tal fine i vincoli - cui gli indicatori sono sottoposti - sono:

- facile reperibilità e basso costo dei dati;
- i dati devono essere quantificabili;
- la metodologia per la raccolta dei dati, l'identificazione degli indicatori e la costruzione degli indici devono essere scientifiche e standardizzate (o standardizzabili);
- gli indicatori devono essere accettati (o accettabili) ai vari livelli istituzionali (comuni, regioni, stato, Comunità Europea).

Il corretto uso degli indicatori ed indici permette, pur in mancanza di dati, l'elaborazione e il confronto delle informazioni presenti, sebbene con una maggior dose di incertezza (van der Weide e de Vries, 1999).

Questo lavoro si propone di individuare una metodologia tale da fornire alcuni indicatori e indici oggettivi per il supporto delle decisioni pubbliche inerenti la gestione dell'ambiente costiero.

Definizione delle scale spaziali e temporali

Le scale spaziali e temporali della seguente analisi sono quella di ecosistema e di sistema di ecosistemi.

All'interno del metodo identifichiamo, per motivi operativi, tre scale spaziali e una temporale:

- 10 m, scala di ECOTOPO,
- 100 m scala di LAND FACET o SEA FACET (*microchore*),
- 1000 m scala di SISTEMA AMBIENTALE (*mesochore*),
- scala temporale: 30 giorni.

Gli indicatori e gli indici del sistema sono stati scelti in modo da descriverne adeguatamente la struttura e le funzioni (Vallega, 1993; Goldberg, 1994; van der Weide e de Vries, 1999; Turner et al., 1998; Salomons et al., 1999).

Sono stati individuati degli indicatori validi per le aree costiere, a partire dai quali si definiscono due insiemi di indici:

- Insieme degli indici per le aree litorali, dove un ecosistema costiero è definito dalla profondità z^* . $z^* = \min \{ z(\text{energia media del moto ondoso} > \text{energia media delle correnti}); z(\text{profondità massima della fotosintesi}) \}$.
- Insieme degli indici per le aree di piattaforma $z > z^*$. Questi sono divisi in tre regioni a seconda della profondità (indici pelagici superficiali ($z > z_{\text{fotosintesi}}$); indici pelagici profondi ($z < z_{\text{fotosintesi}}$) e indici bentonici ($z = z_{\text{fondo}} + \Delta z$, dove Δz è lo strato dove la densità del fluido non si può approssimare alla densità dell'acqua per almeno il 90% dei giorni dell'anno).

In questo lavoro sono stati sviluppati solo gli indicatori ed indici per le aree litorali.

Valutare della bontà degli indici

All'interno del metodo, si definiscono delle linee guida per la scelta degli indici e la verifica dell'errore dovuto alla riduzione di un sistema a pochi parametri. Si definisce Indice di Perdita di Informazione per l'ecosistema j (Information Loss Index, I_j) il seguente parametro:

$$I_j = \Delta_t(f_j, t_{\text{indice}}) / \Delta_t(f_j, t_{\text{sistema}}) \quad (3)$$

dove: f_j, t_{sistema} = frequenza di cambiamento di stato dell'ecosistema j al tempo t

e f_j, t_{indice} = frequenza di cambiamento di stato degli indici del sistema j al tempo t .

La metodologia per valutare utilizzata da noi è la metodologia "beyond BACI", costruita per valutare impatti e cambiamenti in aree costiere, definita in Underwood (1992 e 1994).

Definizione degli indici abiotici (geo-indici)

Granulometria

I sedimenti che compongono la spiaggia sono, generalmente, generati dall'azione di disgregazione dovuta al moto ondoso e dal materiale in sospensione proveniente dalle foci fluviali.

Le caratteristiche granulometriche sono definite attraverso la costruzione delle curve granulometriche ponderali sulla base del D_{n50} . L'assortimento granulometrico è in genere distribuito secondo la legge log-normale e si definisce il parametro ϕ secondo Wentworth (1922):

$$\phi = -\log_2 D \quad (4)$$

Il trasporto dei sedimenti in prossimità della fascia costiera coinvolge la dinamica delle particelle solide sotto l'azione del moto ondoso e la loro velocità di sedimentazione.

Il CERC (1984) fornisce due formule per il calcolo della velocità di sedimentazione:

$$V_{lim} = \left[\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) \cdot g \right]^{0.7} \cdot \frac{D_{50}^{1.1}}{6 \cdot \nu^{0.4}} \quad \text{quando } 0.13 \cdot 10^{-3} < D_{50} < 1.6 \cdot 10^{-3} \text{ m} \quad (5)$$

$$V_{lim} = 1.05 \cdot \left[\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) \cdot g \cdot D_{50} \right]^{0.5} \quad \text{quando } 1.6 \cdot 10^{-3} < D_{50} < 8 \cdot 10^{-3} \text{ m}$$

dove ρ_s e ρ sono rispettivamente la densità del materiale solido e dell'acqua e ν è la viscosità cinematica dell'acqua.

Il massimo valore della componente orizzontale della velocità orbitale al frangimento vale:

$$u_b = \frac{a \cdot g \cdot k}{\sigma} = \frac{H}{2 \cdot b} \cdot \sqrt{g \cdot b} = \frac{1}{2} \cdot \sqrt{\gamma \cdot g \cdot H_b} \quad (6)$$

mente le velocità in caso di corrente longshore valgono (Longuet-Higgins, 1970):

$$V_L = 20.7 \cdot m \cdot \sqrt{g \cdot H_b} \cdot \text{sen}(2 \cdot \alpha_b) \quad (7)$$

dove H_b e α_b sono rispettivamente l'altezza d'onda al frangimento e l'angolo formato tra il fronte d'onda al frangimento e la linea di riva.

Se $V_{lim} > u_b$ (V_L) non si hanno spostamenti dei sedimenti, viceversa se $V_{lim} < u_b$ (V_L) si ha la formazione di forme di fondo (ripples) in acque intermedie e, nella zona di frangimento, il trasporto solido.

All'interno dei nostri parametri di ecosistema, la granulometria è un parametro tipo x ovvero rappresenta le componenti del sistema.

Flusso medio di energia

Il trasporto di sedimenti lungo la costa è legato ai gradienti di energia del moto ondoso ovvero al flusso di energia sottocosta. Il flusso d'energia mediato nel tempo T e per tutta l'altezza $h + \eta$ vale:

$$\bar{P} = \frac{1}{T} \cdot \int_0^T \int_{-b}^{\eta} u \cdot \rho \cdot \frac{\partial \phi}{\partial t} \cdot dz \cdot dt \quad (8)$$

risolvendo l'integrale si ha:

$$\bar{P} = \gamma \cdot \frac{H^2}{8} \cdot \frac{C}{2} \cdot \left[1 + \frac{2 \cdot k \cdot b}{\text{sen}b(2 \cdot k \cdot b)} \right] \quad (9)$$

$$\bar{P} = \bar{E} \cdot C_g \quad (10)$$

Il flusso di energia del moto ondoso sottocosta (CERC, 1984) vale:

$$P_f = b_f \cdot \frac{1}{8} \cdot \gamma \cdot H_f^2 \cdot \sqrt{g \cdot b_f} \quad (11)$$

Il flusso di energia sottocosta per unità di lunghezza di riva è:

$$P_f = n \cdot \frac{1}{8} \cdot \gamma \cdot H_f^2 \cdot \sqrt{g \cdot b_f} \cdot \cos \alpha_f \quad (12)$$

dove n = numero di onde medio annuo.

Il materiale solido trasportato genera un modellamento del fondale le cui caratteristiche dipendono dall'angolo β formato dalla risultante del flusso di energia medio annuo in N anni sottocosta e l'ortogonale alla linea di costa.

La componente longshore di questo flusso è:

$$P_f = \frac{1}{8} \cdot \gamma \cdot H_f^2 \cdot \sqrt{g \cdot b_f} \cdot \cos \alpha_f \cdot \text{sen} \alpha_f = \frac{1}{8} \cdot \gamma \cdot H_f^2 \cdot \sqrt{g \cdot b_f} \cdot \frac{1}{2} \cdot \text{sen}(2 \cdot \alpha_f) \quad (13)$$

$$P_f = \frac{1}{16} \cdot \rho \cdot g^{3/2} \cdot H_f^2 \cdot b_f^{1/2} \cdot \text{sen}(2 \cdot \alpha_f) \quad (14)$$

sostituendo l'espressione del breaker index: $\gamma_b = \frac{H_f}{b_f}$

$$P_f = \frac{1}{16} \cdot \frac{\rho \cdot g^{3/2}}{\gamma_b^{1/2}} \cdot H_f^{5/2} \cdot \text{sen}(2 \cdot \alpha_f) \quad (15)$$

per moto ondoso random (Hs):

$$P_f = \frac{1}{16} \cdot \frac{\rho \cdot g^{3/2}}{\gamma_{sb}^{1/2}} \cdot H_{sf}^{5/2} \cdot \text{sen}(2 \cdot \alpha_f) \quad (16)$$

oppure

$$P_f = 2 \cdot 10^3 \cdot \frac{\rho \cdot g^{3/2}}{\gamma_{sb}^{1/2}} \cdot H_{sf}^{5/2} \cdot \text{sen}(2 \cdot \alpha_f) \quad (17)$$

All'interno dei nostri parametri di ecosistema, il flusso di energia del moto ondoso è un parametro tipo λ , ovvero rappresenta il flusso di energia del sistema.

Dimensione frattale e indice morfodinamico della spiaggia

La dimensione frattale di una costa o di una porzione di superficie terrestre è stata ampiamente studiata (Mandelbrot, 1967; 1975) e applicata a studi geomorfologici (Turcotte, 1992) e di ecologia del paesaggio (Ingegnoli, 1993). Un insieme frattale può essere definito come segue:

$$N_n = \frac{C}{r_n^D} \quad (18)$$

dove N_n è il numeri di oggetti caratterizzati da una certa dimensione lineare r_n , C è una costante di proporzionalità e D è la dimensione frattale. Questa in generale non è un intero ma una dimensione frazionaria, nel caso sia un intero coinciderà con la dimensione euclidea. Al fine di determinare D , si può scrivere:

$$D = \frac{\ln\left(\frac{N_{n+1}}{N_n}\right)}{\ln\left(\frac{r_n}{r_{n+1}}\right)} \quad (19)$$

Il parametro D è un invariante di scala.

La dimensione frattale verrà utilizzata in questo studio come indicatore della rugosità morfologica ed applicato alla linea di costa ed alle isolinee batimetriche. Secondo Mandelbrot (1967) l'intervallo di valori di una isolinea sulla superficie terrestre è:

$$1 < D < \frac{3}{2} \quad (20)$$

e per una porzione di superficie terrestre:

$$2 < D < \frac{5}{2} \quad (21)$$

Nel presente lavoro la lunghezza di una isobata è stata normalizzata dividendo il valore trovato per $3/2$.

All'interno dei parametri di ecosistema, D è un parametro di tipo μ , ovvero rappresenta le costrizioni del sistema.

Ai suddetti indici, per motivi operativi, si aggiunge un indice ulteriore, ovvero l'indice morfodinamico della spiaggia (surf-scaling parameter) secondo la notazione proposta da Guza e Inman (1975):

$$\varepsilon = \frac{a_i \cdot \omega^2}{g \cdot \tan^2(\beta)} \quad (22)$$

dove a_i è l'ampiezza dell'onda media al frangimento, ω è la frequenza angolare, g è la costante gravitazionale e β la pendenza della spiaggia.

Definizione degli indici biotici (bio-indici)

Diversità ecologica e evenness

La diversità ecologica si può misurare con l'indice di Shannon e Weaver (Margalef, 1958). Definiamo p_i la frequenza relativa di specie differenti o di ecotopi nel campione:

$$p_i = \frac{m}{n} \quad (23)$$

Ove n è il numero totale di specie o ecotopi nel campione ed m è il numero di individui o ecotopi della specie i . Viene definita entropia di Shannon e Weaver:

$$H = -\sum_{i=1}^n p_i \cdot \log(p_i) \quad (24)$$

Questo parametro è usato come indice di diversità secondo la letteratura ecologica (Margalef, 1958, 1993, 1998).

E' definita *evenness*, E (Margalef, 1993 e 1998):

$$E = \frac{H}{\log(n)} \quad (25)$$

All'interno dei nostri parametri di ecosistema, diversità e evenness formano l'insieme dei parametri tipo x , ovvero rappresentano le componenti del sistema.

Flusso di energia solare e produttività primaria

Il flusso di energia solare è dato dall'irradianza media mensile (Wm^{-2}). I valori medi per il Mediterraneo variano tra 465 e 470 Wm^{-2} in estate e tra 228 e 90 Wm^{-2} in inverno. L'indicatore flusso di energia solare viene utilizzato per definire un indice derivato che è la produttività primaria per unità di flusso energetico (gC/Wm^{-1}).

All'interno dei nostri parametri di ecosistema, la produttività primaria per unità di flusso energetico è un parametro tipo λ , ovvero rappresenta il flusso di energia del sistema.

Indice di stato trofico (TRIX)

Gli indici trofici TRIX and TRBIX (Montanari et al., 2000; Vollenweider et al., 1998) sono stati creati e testati come indicatori di stato trofico nel Adriatico nord-occidentale. Il TRIX è definito come segue:

$$TRIX = \left(\frac{k}{n} \right) \sum_{i=1}^n \left[\frac{(\log_{10} M - \log_{10} L)}{(\log_{10} U - \log_{10} L)} \right] \quad (26)$$

dove M è data dalla relazione $[Ch \cdot D\%O \cdot N \cdot P]$ delle quantità misurate di clorofilla, Ch ; di ossigeno disciolto, $D\%O$; d'azoto N (azoto totale $[N - (NO_3 + NO_2 + NH_4)]$); fosforo P .
 L è il valore minimo ed U il valore massimo misurato di $[Ch \cdot D\%O \cdot N \cdot P]$.

All'interno dei nostri parametri di ecosistema, lo stato trofico come TRIX è un parametro tipo μ , ovvero rappresenta le costrizioni del sistema.

Definizione degli indici economici

Valore economico degli ecosistemi

Il valore economico dei beni ambientali si può contabilizzare con un metodo economico-ecologico. La teoria economica ha recentemente proposto dei concetti nuovi, il più sofisticato tra i quali è il Valore Economico Totale (VET), che tengono in considerazione il valore beni ambientali (Pearce e Turner, 1981; Bresso, 1993).

$$VET = \text{benefici totali per l'utilizzatore} + \text{benefici di non consumo} \quad (27)$$

dove:

- benefici per l'utilizzatore = valore di consumo + valore di non consumo + valore d'opzione,
- benefici di non consumo = valore d'esistenza per le generazioni future + valore di esistenza per le altre specie,
- valore di consumo = dato dal consumo diretto,
- valore di non consumo = valore estetico o affettivo,
- valore d'opzione = attribuito al patrimonio naturale da coloro i quali vogliono salvaguardarlo per il futuro,
- valore d'esistenza per le generazioni future = valore dato, a partire da principi etici, ad un bene da salvaguardare per le generazioni future,
- valore di esistenza per le altre specie = importanza di qualche componente o fattore ambientale per la sopravvivenza delle altri specie viventi.

I metodi per l'assegnazione di un valore economico sono (Van Dieren, 1995):

- valutazione di mercato (*market valuation*),
- formazione di capitale netto = aumento di valore,
- consumo di capitale fisso = diminuzione di valore.

Dato un valore ai beni ambientali è possibile ricavare un prodotto interno corretto con i valori ambientali (prodotto eco domestico):

$$\begin{aligned} & \text{Prodotto eco domestico (ecodomestic product EDP I)} \\ & = \\ & \text{Prodotto interno netto - deprezzamento del valore naturale non prodotto dai valori di mercato} \end{aligned} \quad (28)$$

Questo metodo può essere ulteriormente corretto utilizzando i seguenti approcci:

- valutazione contingente (*contingent valuation*), che considera la volontà dei cittadini di pagare per avere un dato bene o servizio (*willingness-to-pay*):

$$\begin{aligned} & \text{Prodotto interno netto - deprezzamento del valore naturale non prodotto ai valori di mercato - deprezzamento del valore naturale non prodotto ai valori contingenti} \\ & = \end{aligned} \quad (29)$$

$$\text{Prodotto eco domestico (ecodomestic product EDP II)}$$

- approccio dei costi evitati (*avoidance cost approach*), che consiste nel valutare quanto le attività economiche possono essere limitate dalla perdita di capitale naturale:

$$\begin{aligned} & \text{Prodotto interno netto - deprezzamento del valore naturale non prodotto ai costi di prevenzione} \\ & = \\ & \text{Prodotto eco domestico (ecodomestic product EDP III)} \end{aligned} \quad (30)$$

I costi dati dall'evitare (o prevenire) danni ambientali sono calcolabili solo in base a modelli.

Dalla letteratura consideriamo due fattori importanti nel valutare la qualità ambientale:

- benefici di non consumo (ovvero valori di esistenza) dalla (29), V_{nc}

- valutazione contingente (ovvero valore attribuiti dai cittadini ad un dato bene ambientale), dalla (29), V_a .

Risultati dell'analisi

Indici di Pressione per il Litorale

Gli indici di pressione sono:

- densità di popolazione (abitante/m²);
- impronta Ecologica (m²/abitante) (Wackernagel e Rees, 1996);
- occupazione dello spazio litorale (% di territorio e mare occupati da costruzioni ed infrastrutture rispetto al totale).

Indici di stato per il litorale

Gli indici di stato sono stati definiti e calcolati come segue (Fig. 2):

- "stato", S, la matrice composta dai geo-indici e dai bio-indici (Marotta et al., 2001),
- "stato potenziale", SP, la matrice composta dai geo-indici e dai bio-indici potenziali, ovvero i valori che i bio-indici assumerebbero in un ambiente avente le stesse caratteristiche abiotiche ma una pressione antropica nulla, come definito in Marotta et al. (2001),
- "impatto", I, la matrice differenza:

$$I = SP - S \quad (31)$$

- "naturalità", N, la matrice prodotto:

$$N = S * (SP)^{-1} \quad (32)$$

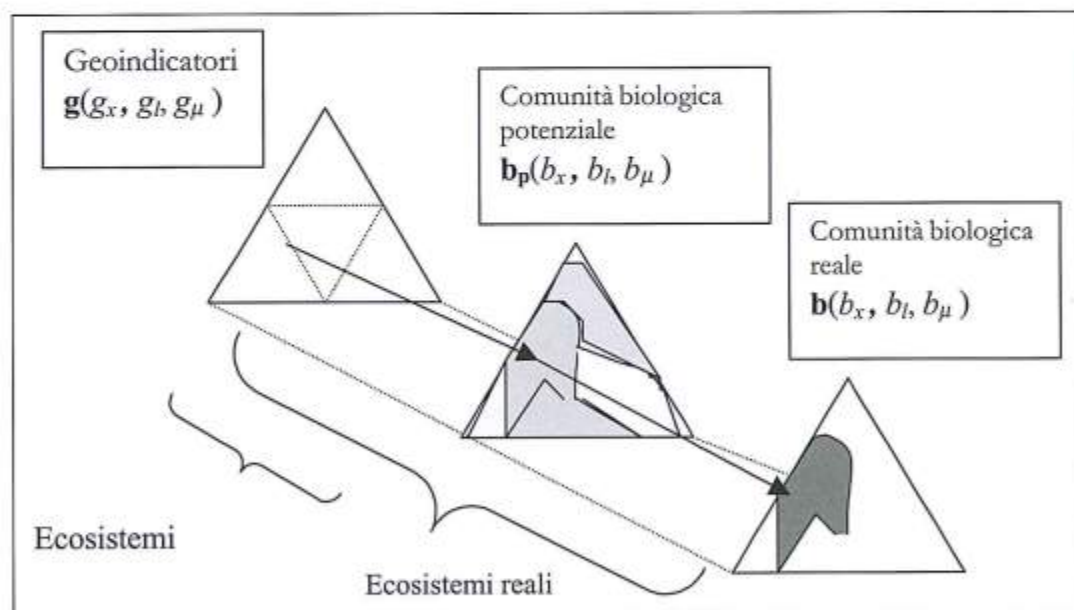


Figura 2 - Indici di stato per i litorali.

Indici di qualità per l'ecosistema

Si definisce "qualità dell'ecosistema", la matrice:

$$Q_e = N * t \quad (33)$$

dove t = tempo di recupero in anni dell'ecosistema (il tempo per cui senza intervento umano si passa dallo stato S allo stato SP).

Si definisce valore economico di un ecosistema la somma dei valori di esistenza e dei valori contingenti:

$$V = V_{nc} + V_a \quad (34)$$

Cendrero e Fisher (1997) definiscono la qualità Q :

$$Q = \left(\sum_{i=1}^n W_i \cdot V_i \right) + Q_e \quad (35)$$

dove W_i è il peso e V_i è il valore di qualità della componente i -esima entrambi misurati in una scala compresa $\langle 0-1 \rangle$.

Si definisce peso W_i una funzione della rarità del tipo di ecosistema nel Mediterraneo e della distanza dall'ecosistema dello stesso tipo n_i (ovvero definito dalla stessa matrice SP), tale che se l'ecosistema è unico $W_i = 1$, se è molto abbondante $W_i \rightarrow 0$.

$$W_i = R^{-1}(1 - e^{-x/L}) \quad (36)$$

dove:

- x = distanza tra l'ecosistema tipo n_i ed il più vicino ecosistema tipo.
- L = (superficie totale dell'area contenente n_i) / (superficie totale dell'area litorale della regione).
- R = rarità, $R = n_i/N$; con n_i = numero di ecosistemi nella regione N = numero di ecosistemi totali della regione. Per Regione s'intende la regione geografica (ad esempio il Mar Adriatico).

La qualità totale di un'area costiera è:

$$IQ = \frac{\sum_{i=1}^n x_i \cdot Q_i}{\sum_{i=1}^n x_i} \quad (37)$$

dove x_i è la dimensione dell'area i -esima e Q_i la qualità dell'area i -esima.

Prime applicazioni

Il metodo è stato testato in via preliminare in due aree litorali del Mediterraneo: il delta dell'Ebro (Spagna, Mediterraneo occidentale, Autonomie di Valenza e Catalogna) e l'area del Monte Conero (Italia, Adriatico centro-settentrionale, Regione Marche). Il periodo di tempo di test è stato di circa due anni. Il valore dell'indice di perdita dell'informazione è buono nei due casi, essendo sempre maggiore di 0,8. Gli indici sono stati sviluppati solo in parte mancando la possibilità di raccogliere tutti i dati per poter costruire l'indicatore. Seguono alcuni esempi di dimostrazione del valore dell'indice.

Il primo caso (Fig. 3 e Fig. 4) riguarda l'uso degli indicatori (dimensione frattale e granulometria) e indica che rispondono bene a un piccolo ripascimento litorale (un area di circa 0,4 ha) con un cambiamento degli indici abiotici.

Il secondo caso considerato prende in considerazione i cambiamenti del delta dell'Ebro dovuti alla presenza delle dighe che hanno ridotto degli apporti d'acqua e degli apporti sedimentari. Gli effetti sono stati di progressiva erosione del litorale con uno spostamento di della linea di costa fino a 40 m verso terra (Sanchez-Arcilla et al, 1998).

I dati utilizzati derivano da Ibañez et al. 1996, Sanchez-Arcilla et al., 1998. Come si vede nelle Figure 5 e 6 anche in questo caso gli indicatori hanno la capacità di tenere in conto i cambiamenti.

Il terzo caso considerato è il calcolo del valore di esistenza degli ecosistemi costieri del Conero, considerando 120 interviste nell'anno 2001 e 117 nell'anno 2001 e utilizzando come livello base (controllo) 67 interviste nell'anno 2000 e 74 nell'anno 2001 nel Comune di Porto di Recanati, appena fuori dal Parco. Il valore dei costi viaggi per raggiungere la località di controllo è stato sottratto come valore base speso per raggiungere una località costiera qualsiasi, il valore ottenuto tramite il

metodo dei costi di viaggio (Bresso, 1993) fornisce il peso W (formula 36). Il valore di esistenza stimato considerato il flusso turistico (Sette, 2000) ci da una stima di 2114 Euro/ha per il territorio del parco, con un errore stimato del 30%.

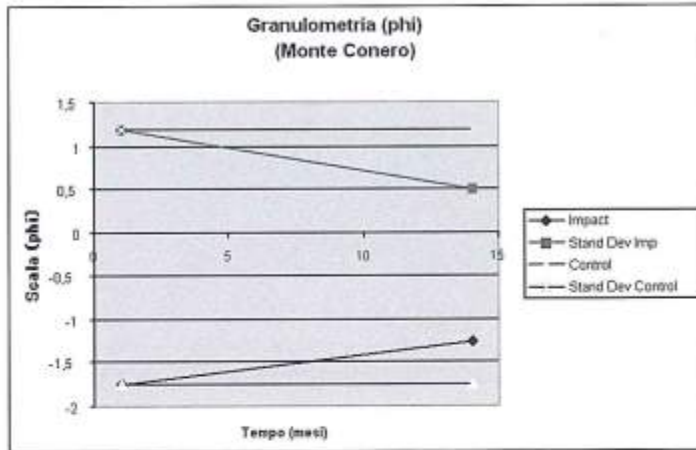


Figura 3 - Variazione della dimensione frattale di Porto Novo (Monte Conero, Italia).

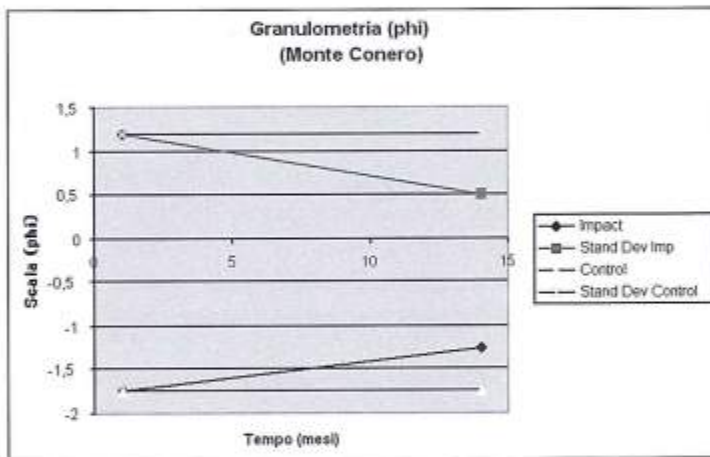


Figura 4 - Variazione della granulometria di Porto Novo (Monte Conero, Italia).

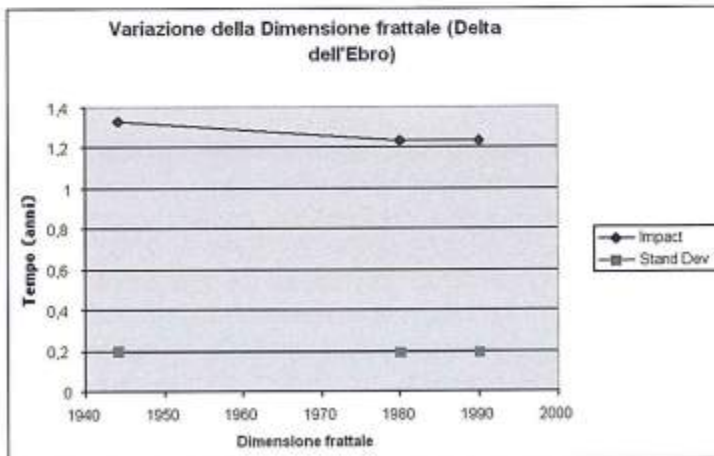


Figura 5 - Variazione della dimensione frattale del Delta dell'Ebro (Spagna).

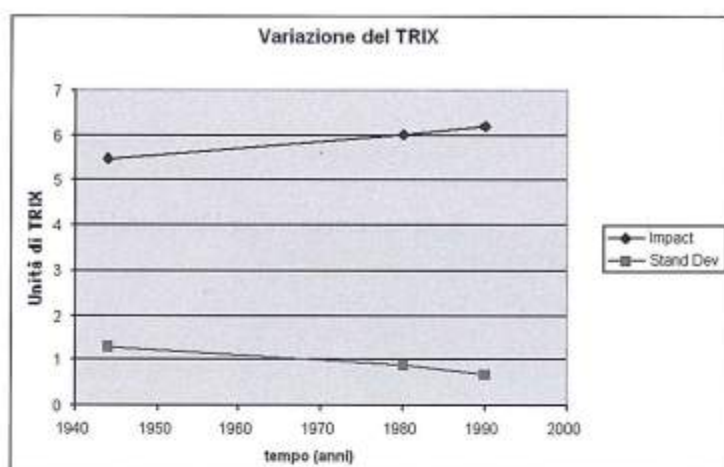


Figura 6 - Variazione dell'indice TRIX (1942-1990) del Delta dell'Ebro (Spagna).

Conclusioni preliminari e sviluppi della ricerca

Sono state sviluppate delle procedure scientifiche tali da individuare gli indicatori e gli indici di stato e di qualità della fascia costiera. Essi possono essere divisi in indici degli indici abiotici (geo-indici), indici biotici (bio-indici) e indici economici.

I geo-indici sono: la granulometria (parametro tipo α), il flusso di energia del moto ondoso (parametro tipo λ), la dimensione frattale, D (parametro di tipo μ) e l'indice morfodinamico della spiaggia (*surf-scaling parameter*).

I bio-indici sono: l'entropia di Shannon e Weaver (indice di diversità) H, l'*evenness* E (parametri tipo α), la produttività primaria per unità di flusso energetico (parametro tipo λ) e lo stato trofico TRIX (parametro tipo μ).

Gli indici economici sono: il Valore Economico Totale (VET), ulteriormente corretto utilizzando gli approcci di valutazione contingente (*contingent valuation*) o approccio dei costi evitati (*avoidance cost approach*).

Gli indici individuati sono in grado di misurare lo stato dell'ambiente e di quantificare le tendenze al cambiamento rispetto agli obiettivi delle risposte così come evidenziato dalle prime applicazioni. Inoltre l'insieme degli indici, per essere utile ed affidabile, ha bisogno di tests multipli in situazioni e luoghi differenti. Le prove dovranno mostrare la capacità degli indici di fornire un allarme preventivo e le tendenze future quando accoppiati a modelli predittivi.

Gli autori stanno preparando un programma di prove lungo le coste italiane sia adriatiche che tirreniche.

Ringraziamenti

Leonardo Marotta ringrazia la prof. Nadia Pinardi, della facoltà di Scienze Ambientali dell'Università di Bologna, per il supporto scientifico e finanziario.

Il lavoro di ricerca è supportato da due progetti Europei: Preparation and Integration of Analysis Tools towards Operational Forecast of Nutrients in Estuaries of European Rivers (PIONEER, EU-MAST Project MAST3-CT98-0170), e Mediterranean Forecasting System Pilot Project (MFSPP, EU-MAST Project MAST3-CT98-0171). Inoltre, uno degli scriventi, sta sviluppando la suddetta metodologia presso il Politecnico di Catalogna (Barcellona) nell'ambito della tesi di Dottorato di Ricerca dal titolo: Integrated Coastal Zone Management: indices, indicators and scientific issues.

Bibliografia

- ANPA (1998) - *Sistema di controlli in campo ambientale. Requisiti e criteri di realizzazione*. Serie documenti 2, ANPA, Roma.
- Bresso M. (1993) - *Per un'economia ecologica*. NIS, Roma. Pp. 356.
- Cendrero A.D. e Fisher W. (1997) - *A procedure for Assessing the Environment Quality of coastal Areas for planning and management*. Journal of Coastal Research, 13:732-744.
- Cini M. (1994) - *Un paradiso perduto - Dall'universo delle leggi naturali al mondo dei processi evolutivi*. Feltrinelli, Milano. Pp. 309.
- Clark G.R. (1992) - *Integrated Management of Coastal Zones*. FAO Fisheries Technical Paper, n. 327.
- Cooper J.A.G. e McLoughlin S. (1997) - *Contemporary multidisciplinary approaches to coastal classification and environmental risk analysis*. Journal of Coastal Research, 14: 512-524.
- Costanza R.W., Kemp M. e Boynton W.R. (1993) - *Predictability, Scale, and Biodiversity in Coastal and Estuarine Ecosystems: implication for Management*. Ambio, 22: 88-96.
- Costanza R.D., Arge R., De Groot S., Farber M., Grasso B., Hannon K., Limburg S., Neena R.V., O'Neill J., Paruelo R., Roskin P., Sutton e Van der Belt M. (1997) - *The Value of the World ecosystem services and natural capital*. Nature 387: 253-260.
- De Vriend H.J. (1999) - *On predictability of coastal morphology* in K. G. Barthel, M. Suranyi, H. Barth, M. Bohle -Carbonell, M. Cornaert, C. Fragakis, D. Levie, E. Lipiatou, P. Martin, G. Ollier, P. Seifert, T. Tianien and J. Verborgh (eds). Third European Marine Science and Technology Conference, Office of the official Publications of the European Communities, Luxembourg, pp. 289-300.
- European Commission (1999a) - *Towards a European Integrated Coastal Zone Mangement (ICZM) Strategy*. Office of the official Publications of the European Communities, Luxembourg. Pp. 31.
- European Commission (1999b) - *Lessons from the European Commission's Demonstration Programme on Integrated Coastal Zone Management (ICZM)*. Office of the official Publications of the European Communities, Luxembourg. Pp. 93.
- Farina A (1993) - *L'ecologia dei sistemi ambientali*. CLEUP, Padova. Pp. 10-200.
- Ibañez C., Prat N. e Canicio A. (1996) - *Changes in the hydrology and sediment transport produced by large dams on the lower Ebro River and its estuary*. Regulated rivers: Research and Management, vol 12, pp 51-62.
- Ingegnoli V. (1993) - *Fondamenti di ecologia del paesaggio*. Città Studi, Milano. Pp. 278.
- Mandelbrot B.B. (1967) - *How long is the coast of Britain? Statistical similarity and fractal dimension*. Science, 155: 636-638.
- Mandelbrot B.B. (1975) - *Stochastic models of the Earth's relief, the shape and the fractal dimension of the coastal lines, and the number area rule for the islands*. Proc. National Academy of Sciences, USA, 72: 3825-3828.
- Margalef R. (1958) - *Information theory in ecology*. General Systematics, 3: 36-71.
- Margalef R. (1993) - *Teoria de los sistemas ecologicos*. Universitat de Barcelona Publicacions, Barcelona. Pp. 290.
- Margalef R. (1998) - *Ecologia* (IX edizione), Omega, Barcelona. Pp.950.
- Marotta L., Cecchi A., Sierra J.P. e Sanchez -Arcilla A. (2001) - *Integrated coastal zone management: indices and indicators for littoral zone. Application to the North Mediterranean Sea*. International Congress: Oceans III Millennium, Pontevedra (Spain), 24-27 of April of 2001.
- Montanari G., Giovanardi F. e Melley A. (2000) - *Gli Indici trofici per le acque marine costiere*. Agenzia Nazionale per la protezione Ambientale, Roma. Pp. 60.
- Naveh Z. e Lieberman A.S. (1984) - *Landscape ecology. Theory and application*. Springer Verlag, New York-Berlin, 356 p.
- Nihoul J. (1975) - *Modelling of marine systems*. Oceanographic series, Elsevier, Amsterdam.
- Odum H.T. (1983) - *System Ecology*. Wiley Interscience, New York. Pp. 644.

- Pearce D.W. e Turner R.K. (1989) - *Economics of Natural Resources and the Environment*. Harvester-Weatsheaf. Pp. 362.
- Pignatti S. e Trezza B. (2000) - *Assalto al pianeta- attività produttive e crollo della biosfera*. Bollati Boringhieri, Torino.
- Salomons W., Turner R.K., de Lacerda L.D. e Ramachandran S. (1999) - *Perspectives on Integrated Coastal Zone Management*. Springer-Verlag, Berlin. Pp. 368.
- Sánchez-Arcilla A.J., Jimenez A. e Valdemoro H.I. (1998) - *The Ebro Delta: Morphodynamics and Vulnerability*. Journal of Coastal Research, 14: 754-772.
- Sette F. (2000) - *Verso il PPS del Conero*, Quaderni del Parco n 1. Marzo.
- Turcotte D.L. (1992) - *Fractals and chaos in geology and geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge. Pp. 221.
- Turner R.K.W., Adger N. e Lorenzoni I. (1998) - *Towards an integrated modelling and analysis in coastal zones: principles and practices*. LOICZ Report Studies n. 11. LOICZ IPO, Texel, Netherlands.
- Turner R.K. e Salomons W. (1999) - *Coastal Management: Principles and Practice*. In Salomons W., K. Turner, L. D. de Lacerda (eds), *Perspectives on Integrated Coastal Zone Management*, Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, pp. 1- 10.
- Underwood A.J. (1992) - *Beyond-BACI: The detection of environmental impact on population in the real, but variable world*. J. Exp. Mar. Biol. Ecol., 161: 99-116.
- Underwood A.J. (1994) - *On Beyond-BACI: Sampling designs that might reliably detect environmental disturbance*. Ecol. Appl, 4: 3-15.
- Vallega A. (1993) - *Governo del mare e sviluppo sostenibile*. Mursia, Milano. Pp. 310.
- Vallega A. (1999) - *Fundamentals of integrated coastal management*, Kluwer, Dordrecht.
- Van der Weide J. e de Vries L. (1999) - *Methods and Tools to Support CZM*. In W. Salomons, R.K. Turner, L. Druide de Lacerda, S Ramachandran (eds), *Perspectives on Integrated Coastal Zone Management*, Springer, Berlin pp. 69-88.
- Van Dieren (1995) - *Taking Nature Into Account*. Copernicus, Springer-Verlag, New York.
- Vollenwaider R.A., Giovanardi F., Montanari G. e Rinaldi A. (1998) - *Characterisation of the trophic conditions of marine coastal waters, with special reference to the NW Adriatic Sea: proposal for a trophic scale, turbidity and generalized water quality index*. Environmetrics, 9: 329-357.
- Wackernagel M. e Rees W.E. (1996) - *Our Ecological Footprint: Reducing Human Impact on the Earth*. New Society Publishers, Gabriola Island.
- Wentworth C.K. (1922) - *A scale of grade and class terms for clastic sediments*. Journal of Geology, 30: 377-392.
- Wiman B.L.B. (1991) - *Implications of environmental complexity for science and policy*. Global Environmental Change, 1: 235-247.
- Wolanski E., King B. e Spagnol S. (1999) - *The implication of Oceanographic Chaos for coastal Management*: In W. Salomons, R.K. Turner, L. Druide de Lacerda, S Ramachandran (eds), *Perspectives on Coastal Zone Management*, Springer-Verlag, N.Y.- Berlin. Pp.129.

Manoscritto ricevuto il 27/7/2001, accettato il 11/12/2001.

Morfologia e dinamica dei sedimenti del litorale della Toscana settentrionale

Luigi E. Cipriani¹, Serena Ferri², Pierluigi Iannotta², Francesca Paolieri² ed Enzo Pranzini²

¹ Regione Toscana - Dip. Politiche territoriali ed ambientali - Via di Novoli, 26 - 50127 Firenze

² Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Firenze
Via Jacopo Nardi, 2 - 50132 Firenze

Riassunto

Sul litorale della Toscana settentrionale, che si estende per circa 63 km da Bocca di Magra a Livorno, sono stati effettuati rilievi batimetrici lungo 393 profili estesi fino all'isobata dei 10 m, per complessivi 630 km di navigazione, e raccolti ed analizzati 703 campioni di spiaggia emersa e sommersa. Si è quindi prodotto una carta batimetrica in scala 1:5.000 e carte sedimentologiche per i parametri Media (Mz), Classazione (σ_1), Dimensioni del primo percentile e Percentuale di Frazione fine alla stessa scala. E' stata inoltre realizzata, sempre in scala 1:5.000, una carta dell'evoluzione della linea di riva digitalizzando una cartografia precedentemente prodotta per la Regione Toscana tramite fotorestituzione dei voli del 1938, '54, '67, '78 e '85, aggiornandola con un rilievo topografico diretto appositamente eseguito fra il 1997 e il 1998.

Il quadro sinottico ad alta risoluzione spaziale che si è ottenuto ha permesso di mettere in evidenza i processi morfologici e sedimentologici in atto, riconoscendo cause naturali ed antropiche che operano sia a scala regionale che a scala locale.

L'intera unità fisiografica è oggi interessata da un modesto deficit sedimentario che determina un arretramento medio della linea di riva di circa 0,23 metri all'anno (per il periodo 1985 - 1997/98), con fortissime variazioni locali. L'erosione del litorale posto a nord di Bocca d'Arno, con un tasso attuale che localmente raggiunge i 20 metri all'anno (dati 1985 - 1997), dimostra l'importanza dei fattori regionali, quali i processi naturali ed antropici nei bacini idrografici, sul bilancio sedimentario dei litorali, mentre l'accrescimento della spiaggia posta a nord del porto di Marina di Carrara (+44,6 metri fra il 1938 e il 1998) e l'erosione di quella meridionale (-106 metri nello stesso periodo di tempo) costituiscono un caso emblematico dell'influenza dei fattori locali.

La pendenza dei fondali e l'esistenza o meno di un sistema di barre mostrano una stretta relazione con le tendenze evolutive della linea di riva e con la presenza delle varie strutture costiere. I dati, nel loro complesso, mostrano anche situazioni geografiche a scala regionale, determinate dall'energia del moto ondoso incidente e dalla presenza di flussi sedimentari convergenti o divergenti.

Le caratteristiche granulometriche dei sedimenti di spiaggia emersa e sommersa consentono di identificare vettori di trasporto *cross- e long-shore* e di meglio definire il sistema di celle già identificato dagli studi precedenti.

I risultati di questo studio consentono una nuova visione dei processi in atto in questa unità fisiografica e permettono di impostare nuove strategie di gestione integrata della fascia costiera.

Parole chiave: spiagge, sedimentologia, trasporto litoraneo, difese costiere, impatto antropico.

Abstract

The northern Tuscany coast, stretching for approximately 63 km from the Magra River outlet to Livorno, has been studied through 393 cross-shore profiles extending from the backshore to the 10 m isobath, for 630 km of surveys as a whole; a bathymetric map at the scale 1:5.000 was thereafter produced. In the same area 703 sediment samples were collected to draw sedimentological maps at the same scale for Mean size (Mz), Sorting (σ), 1st percentile size and Percentage of fines ($< 4 \phi$). A shoreline evolution map for the years 1938, 1954, 1967, 1978, 1985 and 1997/98 was also produced. The synoptic and high resolution picture obtained from these data allows us to highlight the morphological and sedimentological processes acting on this coast and to recognise both natural and human causes working on a local and regional scale.

A moderate sedimentary deficit is presently affecting this stretch of coast and is responsible of a mean annual shoreline retreat of 0,23 m (data 1985 ÷ 1997/98), with strong local variations. The severe erosion on the northern side of the Arno River mouth (even 20 m/yr from 1985 to 1997) shows the importance of regional factors, both human and natural, present inside the catchments of the rivers feeding the coast, whereas the accretion of the beach updrift the Marina di Carrara harbour (44,6 m from 1938 to 1998) and the erosion of the downdrift beach (106 m in the same period) is a measure of the importance of local factors.

The nearshore slope and the presence and shape of longshore bars are strictly related to the shoreline evolution and to the presence of coastal structures. Data, as a whole, show both the influence of the geographical exposition of the coast in respect to the incoming waves and the presence of a cellular nature of the littoral drift.

Beach sediment parameters allow the identification of cross- and long-shore floeces and a better definition of the cell system previously described by other authors.

The results of this study give a new sight of the processes reshaping this coast and allow a set up of new strategies of integrated coastal zone management.

Key-words: *beaches, sedimentology, sediment transport, shore protection, human impact.*

Inquadramento geografico

Il litorale che si estende da Punta Bianca ai Monti Livornesi (Fig. 1) costituisce un'unità fisiografica (Aiello et al., 1976) lunga circa 63,5 km e divisa amministrativamente fra la Regione Toscana, nel cui territorio ricadono ben 60,9 km di costa, e la Regione Liguria, ove ricadono solo i 2,6 km più settentrionali.

La costa varia la propria esposizione passando da una direzione NE-SW, all'estremità settentrionale, ad una N-S, nel tratto meridionale e, se non fosse per l'aggetto naturale del delta dell'Arno e per quelli artificiali dei porti di Marina di Carrara e di Viareggio, costituirebbe una falcatura con raggio di curvatura progressivamente crescente tale da farla assimilare alle spiagge a forma di spirale logaritmica (Silvester e Hsu, 1993).

Il retroterra è costituito dall'ampia pianura di Pisa, costruita dai sedimenti del Fiume Arno e, subordinatamente, da quelli del Fiume Serchio, e dalla fascia costiera pedemontana Apuo-versiliese, caratterizzata prevalentemente dai sedimenti portati dal Fiume Magra ma anche, in particolare nel settore centrale e settentrionale, da quelli che provengono dai numerosi corsi d'acqua minori che scendono dalle Alpi Apuane, tra i quali il Fiume Frigido è certamente il più importante.

La parte più settentrionale di questo tratto di litorale, compresa tra la foce del Magra ed il porto di Viareggio, è caratterizzata da un elevato grado di antropizzazione, dovuto inizialmente alle attività portuali di Carrara e di Viareggio e, successivamente, allo sviluppo dell'attività turistica che vede in Marina di Massa, Forte dei Marmi e nella stessa Viareggio i centri principali. Il tratto più settentrionale è inoltre interessato da numerosissime opere di difesa che, come vedremo, modificano la costa sia dal punto di vista paesaggistico che della dinamica sedimentaria.

Il tratto di costa compreso fra il porto di Viareggio e la foce del Fiume Arno presenta caratteristiche molto naturali, con pochissimi insediamenti turistici e con opere marittime limitate alle 5 scogliere poste a difesa della villa presidenziale di S. Rossore e ai pennelli di foce del Fiume Morto Nuovo e dell'Arno. Questo territorio ricade interamente all'interno del Parco Regionale Migliarino San Rossore Massaciuccoli.

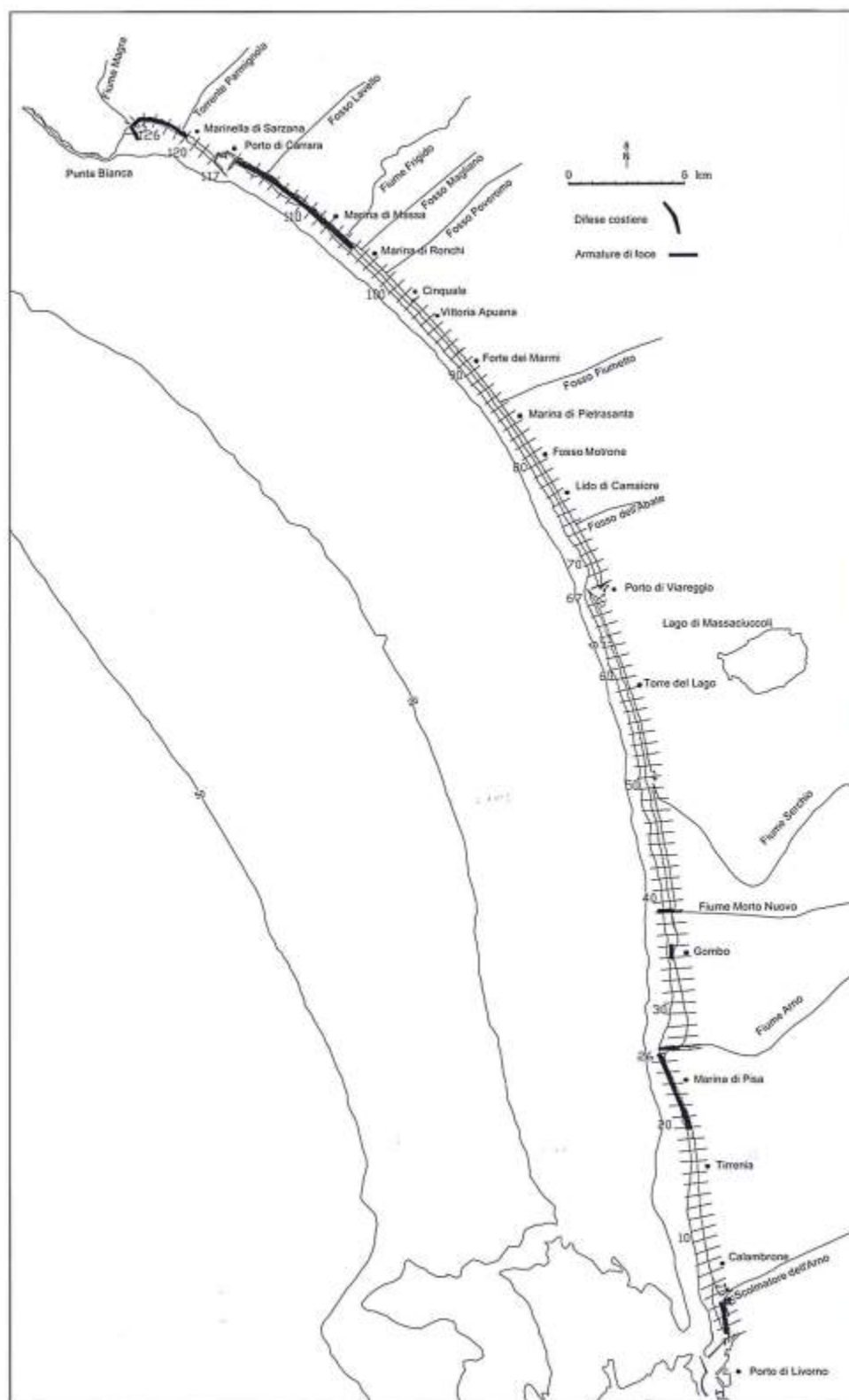


Figura 1 - Il litorale compreso fra Bocca di Magra e Livorno: posizione delle principali opere a mare e delimitazione dei settori di 500 m nei quali è stato suddiviso per lo studio dell'evoluzione della linea di riva.

La parte più meridionale dell'unità fisiografica, quella compresa tra la foce dell'Arno ed il porto di Livorno, presenta un grado di antropizzazione intermedio e concentrato nell'abitato di Marina di Pisa, difeso da una doppia serie di scogliere, e dall'insediamento a prevalente vocazione turistica di Tirrenia. Il porto di Livorno, con la sua recente espansione settentrionale, ha conquistato parte della spiaggia trasformandola in piazzali difesi da scogliere aderenti. La dinamica di questo tratto di costa, oltre che dai moli foranei del porto, è fortemente influenzato dalla presenza delle Secche della Meloria, che costituiscono una barriera naturale alle violente mareggiate provenienti da SW.

Apporto sedimentario

Come precedentemente detto, i principali fiumi che sfociano in questo tratto di litorale sono il Magra, il Serchio e l'Arno.

Il Fiume Magra sfocia all'estremità settentrionale e per lunghezza (62 km) e per estensione del suo bacino idrografico (1693 km²) è il terzo fiume dell'unità fisiografica; esso fornisce alla costa un notevole apporto sedimentario (portata solida media annua di 632×10^3 t/anno, secondo Cavazza, 1984) ed è quindi la principale fonte di alimentazione per il tratto settentrionale.

Il Fiume Serchio, lungo 89 km, scorre in un bacino imbrifero di 1408 km² ed ha una portata solida media annua di 23×10^3 t/anno (Cavazza, 1984); lo scarso apporto solido di questo fiume, dovuto alle caratteristiche litologiche del bacino e ai numerosi sbarramenti artificiali presenti lungo il suo corso e su quello dei suoi affluenti, fa sì che il suo contributo al bilancio sedimentario dell'unità fisiografica sia marginale.

L'Arno, con i suoi 241 km di lunghezza e gli 8228 km² di estensione del bacino idrografico è il corso d'acqua principale dell'unità fisiografica al cui bilancio sedimentario contribuisce con 1524×10^3 t/anno (Cavazza, 1984).

Caratteristiche meteomarine

La determinazione del clima meteomarinario a largo del tratto di litorale compreso tra Livorno e Bocca di Magra si basa sui dati KNMI (Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut) relativi al periodo 1961-1990 con le osservazioni di vento ed altezza d'onda effettuate nel settore compreso fra 42,8° e 45,0° N e fra 8,0° - 11,0° E.

Dall'osservazione dei diagrammi polari della distribuzione direzionale dei venti (Fig. 2) si evidenzia come fra i venti foranei quelli provenienti dal terzo quadrante abbiano la maggiore frequenza in tutte le classi di velocità e si nota inoltre che i venti di velocità maggiore provengono tutti da un ristretto settore centrato sui 250° N.

In Figura 3 sono rappresentati i diagrammi polari relativi alla distribuzione delle altezze d'onda. Da questi si rileva che le mareggiate principali arrivano prevalentemente dal settore 240° + 270°, mentre gli eventi estremi ($H > 6$ m) provengono da un limitatissimo settore centrato sui 225° N. La loro ridotta frequenza è probabilmente da correlare con il fatto che, in occasione di forti burrasche, difficilmente vengono eseguite le osservazioni, sia perché le navi cercano di evitare tali condizioni del mare, sia perché, quando le navi vi si trovano, il personale di bordo non sempre ha la possibilità di effettuare le osservazioni e trasmetterle al KNMI.

Il trasporto litoraneo

Il flusso dei sedimenti lungo costa è stato studiato su base morfologica e granulometrica (Aiello et al., 1976) e su base petrografica (Gandolfi e Paganelli, 1975) nell'ambito del Progetto Finalizzato Conservazione del Suolo - Sottoprogetto Regime e dinamica dei litorali. Il trasporto potenziale è stato derivato dall'energia del moto ondoso per diversi tratti: Aminti et al. (1998), per il tratto compreso fra Bocca di Magra e Viareggio, da Noli e Franco (1989) e De Filippi (1998) per il litorale pisano. Tutti gli studi concordano sull'esistenza di un *drift* prevalente diretto verso sud da Bocca di Magra a Forte dei Marmi e di uno diretto verso nord da Bocca d'Arno a Marina di Pietrasanta.

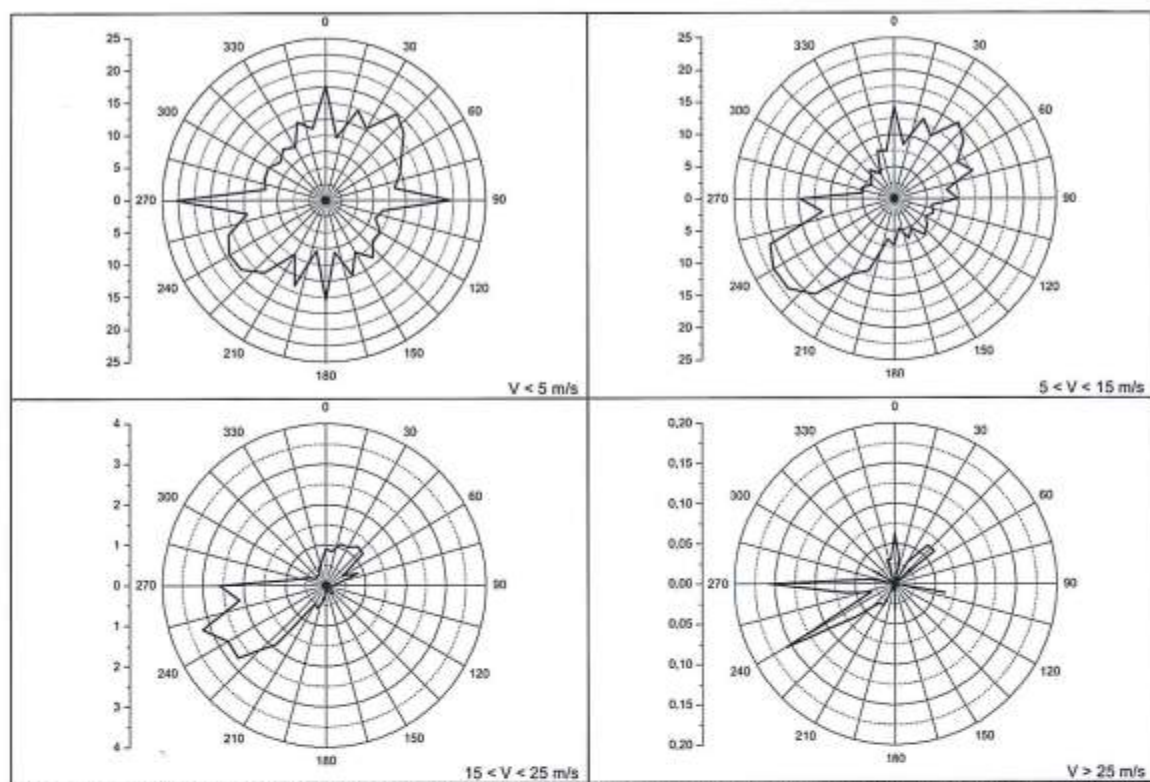


Figura 2 - Distribuzione direzionale percentuale media annua dei venti (dati KNMI, settore $8,0^{\circ} - 11,0^{\circ} E$ e $42,8^{\circ} - 45,0^{\circ} N$; periodo 1961 ÷ 1990). Calme 10,60%.

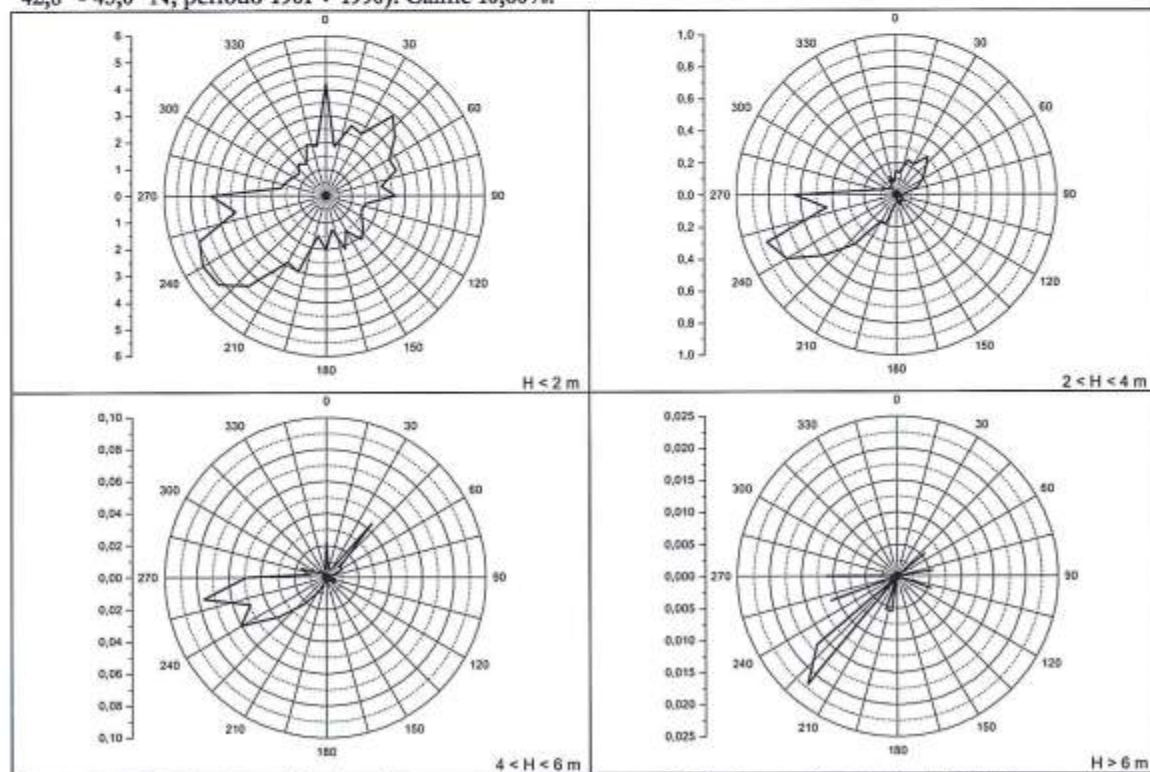


Figura 3 - Distribuzione direzionale percentuale media annua delle altezze d'onda (dati KNMI, settore $8,0^{\circ} - 11,0^{\circ} E$ e $42,8^{\circ} - 45,0^{\circ} N$; periodo 1961 ÷ 1990). Calme 39,55%.

Fra Forte dei Marmi e Marina di Pietrasanta esisterebbe una zona di convergenza dei due *drift* (uno proveniente da sud e l'altro da nord) che certamente non deve essere vista come un elemento statico, ma come il risultato di convergenze diverse in funzione dei diversi stati del mare. A sud di Bocca d'Arno si osserva un'inversione della direzione del flusso dei sedimenti, che in questo tratto di costa è diretto verso Livorno. Tale inversione è dovuta, oltre che alla naturale distribuzione di una parte dei sedimenti dell'Arno, anche alla presenza delle Secche della Meloria, che danno luogo a fenomeni di rifrazione del moto ondoso. In prossimità del porto di Livorno è stato riconosciuto un flusso di senso opposto, che impedisce la sedimentazione a ridosso delle opere foranee.

Recentemente, Petti (1999) ha ricalcolato il trasporto solido potenziale in alcuni punti significativi della zona in esame basandosi sui dati KNMI precedentemente citati. Da questi dati si può vedere come il massimo trasporto solido sia di 351000 m³/anno, diretto verso sud, e si verifichi a Marina di Pietrasanta, mentre la zona di convergenza si collocherebbe tra Viareggio e Marina di Pietrasanta.

Materiali ¹ e metodi

Nei 63,5 km di costa compresi fra Bocca di Magra e Livorno sono stati eseguiti 393 profili topografici estesi dalla spiaggia alta all'isobata dei 10 metri. I profili sono stati spazati di 250 metri, con raffittimenti ogni 50 m in prossimità di opere di marittime. Complessivamente sono stati effettuati 630 km di rilievi in quattro campagne: Gennaio 1997 (dalla foce del Cinquale al porto di Marina di Carrara), Maggio 1997 (dal porto di Livorno al porto di Viareggio), Gennaio 1998 (dal porto di Viareggio alla foce del Cinquale) e Ottobre 1998 (dal porto di Marina di Carrara a Bocca di Magra).

Lungo 161 profili distanziati circa 500 metri sono stati raccolti 703 campioni di sedimenti, di cui 142 di battigia e 561 di fondo con una benna Van Veen. Tali campioni sono stati raccolti alle profondità di 0 metri (campioni di battigia), 2 metri, 4 metri, 6 metri, 8 metri, 10 metri (questi ultimi sono stati prelevati soltanto nel tratto di costa compreso fra Viareggio e il Cinquale).

Tutti i campioni sono stati sottoposti ad analisi granulometrica mediante setacciatura automatica a secco per 10 minuti, con intervallo tra i setacci di mezzo phi, dopo l'asportazione per via umida della frazione fine (< 4 phi).

Sono state poi calcolate in modo automatico le percentuali relative ad ogni frazione granulometrica e le percentuali cumulative, tracciati gli istogrammi di frequenza e le curve cumulative in scala probabilistica e da queste sono stati calcolati, sempre in modo automatico, le dimensioni del primo percentile ed i parametri di Folk e Ward (1957), Media (Mz), Classazione (σ_i) e Asimmetria (Sk_i). Sono stati costruiti i diagrammi dei rapporti fra i vari parametri e, tramite interpolazione, sono state disegnate le carte della distribuzione areale della Media, Classazione, Primo Percentile e percentuale di frazione fine (< 4 phi).

Per lo studio dell'evoluzione delle linee di riva, sono state digitalizzate le linee degli anni 1938, 1954, 1967, 1978, 1985 presenti sulla cartografia "Coste toscane" in scala 1:5.000 realizzata dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze per la Regione Toscana (Bartolini et al., 1989), alle quali è stata aggiunta la linea di riva ottenuta per rilievo topografico diretto con stazione totale nel 1997 (per il tratto di litorale compreso fra il porto di Livorno e il porto di Viareggio, e per il tratto tra il Cinquale e il porto di Marina di Carrara), nel 1998 (per il tratto di litorale tra il porto di Viareggio e il Cinquale, e per il tratto tra il porto di Carrara e Bocca di Magra).

¹ In particolare, i dati relativi al tratto di litorale compreso tra il porto di Livorno ed il porto di Viareggio sono stati raccolti nell'ambito di una ricerca stipulata con i Comuni di Pisa, San Giuliano Terme e Vecchiano, la Provincia di Pisa, il Parco Migliarino San Rossore Massaciuccoli e la Regione Toscana; quelli relativi al tratto di costa compreso tra Cinquale ed il porto di Marina di Carrara sono stati raccolti ed analizzati dal Dott. Pierluigi Iannotta nell'ambito dello svolgimento della sua tesi di laurea; quelli relativi al litorale compreso tra il porto di Marina di Carrara e Bocca di Magra sono stati raccolti nell'ambito di un progetto patrocinato dall'Autorità di Bacino del Fiume Magra. I dati relativi al tratto di costa compreso fra Viareggio e Cinquale sono stati raccolti nell'ambito di una convenzione tra il Dipartimento e l'ARPAT-Regione Toscana.

Le variazioni delle linee di riva sono state ottenute calcolando le aree comprese fra le coppie di linee negli intervalli di tempo 1938-1954, 1954-1967, 1967-1978, 1978-1985, 1985-1997/1998. A tale scopo il litorale in esame è stato suddiviso in 127 settori della lunghezza di circa 500 metri ciascuno (Fig. 1); solo in alcuni casi la lunghezza dei settori è diversa in considerazione dei limiti morfologici o della presenza di infrastrutture. Per ogni settore e per ciascun intervallo di tempo è stata calcolata la variazione areale (m^2), la variazione lineare media (m), e il tasso di variazione annuale (m/anno). Sono state inoltre analizzate le foto aeree a bassa quota riprese nei giorni 29/11/1999 e 13/3/2000 dal Comando Base Aeromobili del Corpo delle Capitanerie di porto (Sarzan-Luni) alla scala approssimativa di 1: 2500.

Morfologia dei fondali

Pendenza dei fondali

I fondali della zona di studio hanno un profilo trasversale concavo, con una pendenza media dell'1,61% fra la battigia e l'isobata dei 5 metri e dello 0,71% fra i 5 e i 10 metri; fra la battigia e l'isobata dei 10 metri la pendenza media è pari allo 0,94% (Fig. 4).

Questi valori, ed in particolare quelli relativi al profilo interno (Fig. 4a), trovano comunque una forte variabilità lungo costa, per la diversa esposizione al moto ondoso, per le differenze granulometriche dei sedimenti di spiaggia e per la presenza di opere antropiche di vario genere, il cui effetto si risente notevolmente nel primo tratto del profilo, mentre si sfuma nella parte più distale. Ciò è particolarmente evidente nei profili posti in corrispondenza di Marina di Pisa, dove l'isobata dei 5 metri corre in genere al piede delle difese parallele, dove anzi, molto spesso si trovano anche 7 metri di fondale. Una simile situazione si rileva anche in corrispondenza delle scogliere poste a sud del Porto di Marina di Carrara: l'erosione dei fondali antistanti e l'impossibilità di arretramento della riva per la presenza delle difese comporta una maggiore pendenza della spiaggia. In questi tratti, inoltre, manca un sistema di barre ben sviluppato e il profilo si presenta rettilineo con al massimo una leggera convessità con la sommità posta ad alcune decine di metri di distanza dal piede della scogliera (Fig. 5b).

L'elevata pendenza che caratterizza il profilo prossimale a sud della Foce del Magra può essere imputata, oltre che alla presenza di opere di difesa, anche alle caratteristiche granulometriche dei sedimenti che costituiscono la spiaggia: ghiaie e sabbie grossolane.

I valori di pendenza minori si hanno sulla spiaggia di Tirrenia, riparata dal porto di Livorno e delle Secche della Meloria nei confronti dei mari di Scirocco, e dove, nonostante ciò, si sviluppa un profilo dissipativo con barre rettilinee (Fig. 6) (Short e Aagaard, 1993). Significativo è il fatto che questo è l'unico tratto di costa in avanzamento del litorale posto a sud di Bocca d'Arno.

Nella fascia batimetrica non direttamente interessata dalle strutture costiere, sui fondali compresi fra i 5 ed i 10 metri, le differenze di pendenza della spiaggia nei vari segmenti litoranei si riducono e talvolta si invertono.

Al superamento del Porto di Viareggio la pendenza entro l'isobata dei 5 metri non mostra i significative variazioni (Fig. 4a), mentre quella compresa fra i 5 ed i 10 metri subisce una drastica riduzione (Fig. 4b). Ciò può essere spiegato con una riduzione dell'alimentazione dovuta alla presenza del porto, cosa di cui non si risente nei fondali più prossimi a riva per l'apporto sedimentario dovuto all'impianto di *by-pass* in esercizio, seppur discontinuo, fin dagli anni '70.

Fondali molto ripidi, fra l'isobata dei 5 e quella dei 10 metri, si hanno anche fra Marina di Pietrasanta e il Cinquale, ossia in corrispondenza della zona di convergenza (Aiello et al., 1976; Gandolfi e Paganelli, 1975). Dato che il profilo attivo non si estende all'isobata dei 10 metri, l'input sedimentario dovuto alla convergenza del *drift* determina l'avanzamento della linea di riva e delle isobate solo fino alla profondità di chiusura, posta a circa 7 metri, con conseguente aumento della pendenza media oltre questo punto. La zona di convergenza è l'unica che presenta un profilo caratterizzato da più di due barre (Fig. 5d), è costituita da sedimenti molto fini ed è esposta direttamente ai mari dominanti, elementi che ne fanno un caso classico di spiaggia dissipativa (Short, 1999). Chiabrera et al. (1980) avevano già messo in relazione la presenza di più barre nella zona di convergenza con l'abbondanza di sedimenti.

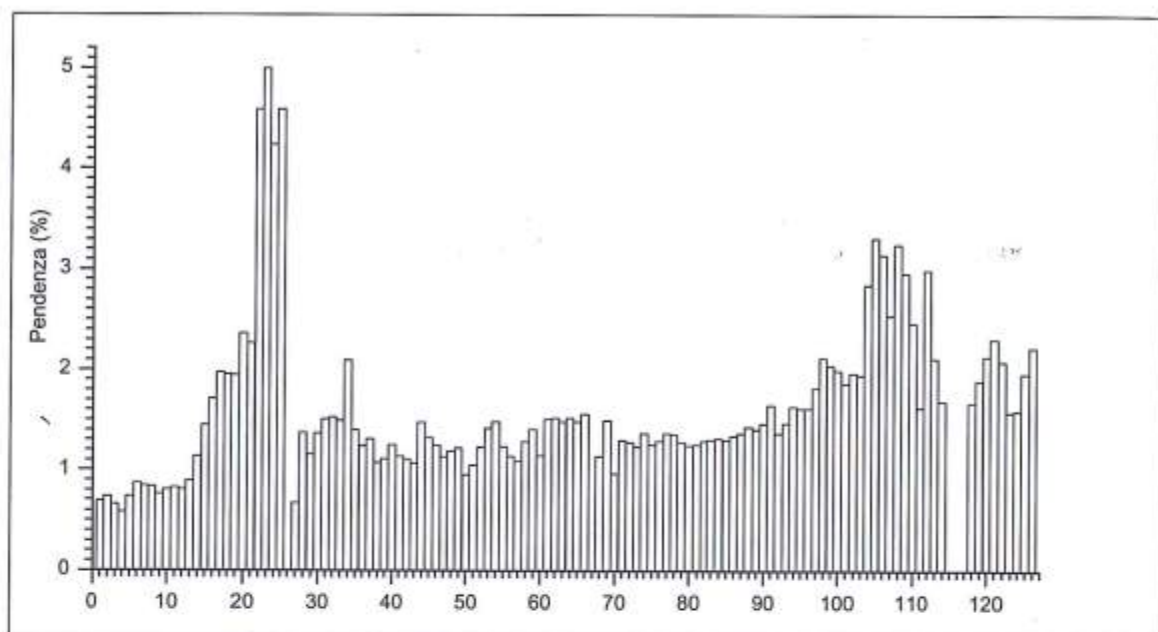


Figura 4a - Pendenza media dei fondali fra la battigia e l'isobata dei 5 metri.

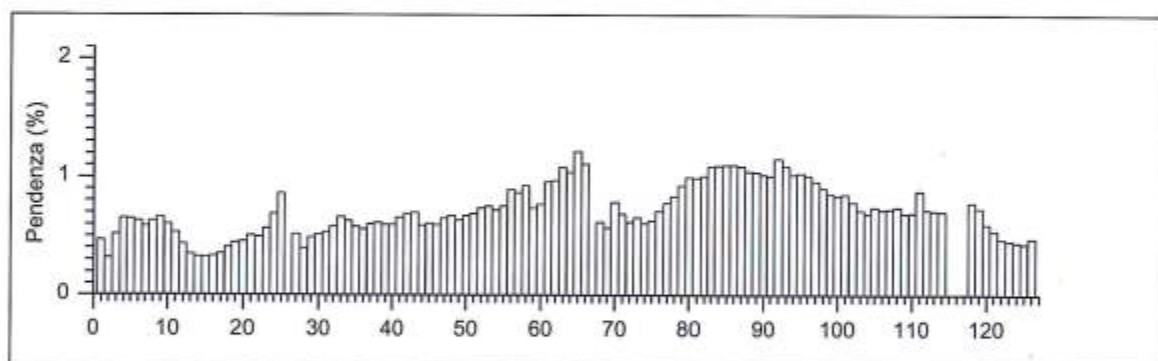


Figura 4b - Pendenza media dei fondali fra le isobate dei 5 e 10 metri.

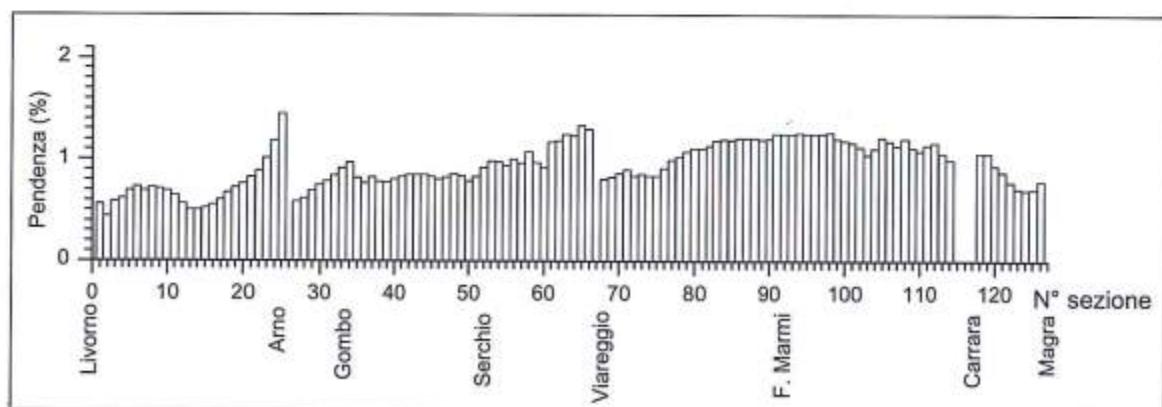


Figura 4c - Pendenza media dei fondali fra la battigia e l'isobata dei 10 metri.

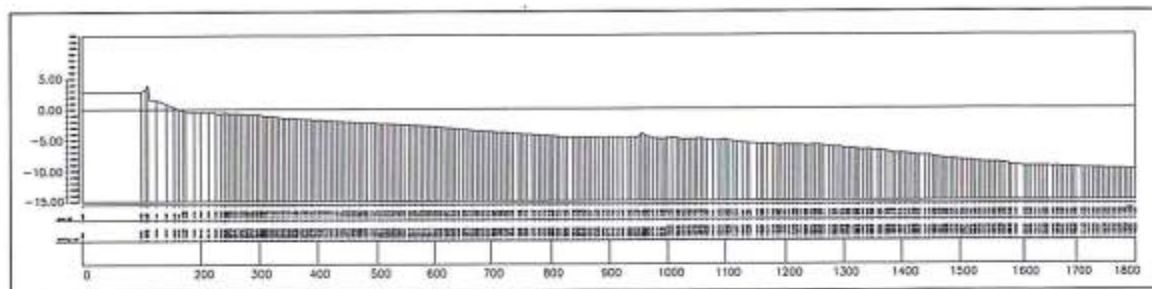


Figura 5a - Profilo batimetrico senza barre, nella spiaggia posta immediatamente a sud delle difese di Marina di Pisa (Esagerazione verticale 1:10).

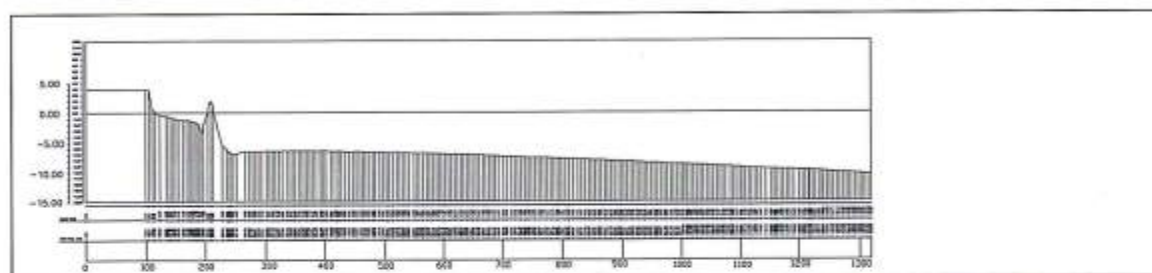


Figura 5b - Profilo batimetrico convesso in corrispondenza delle scogliere di Marina di Pisa (Esagerazione verticale 1:10).

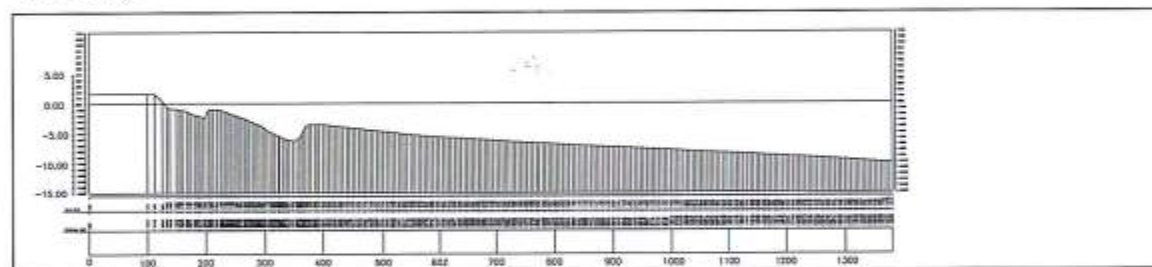


Figura 5c - Profilo con barre asimmetriche, nella spiaggia a sud della foce del F. Serchio (Esagerazione verticale 1:10).

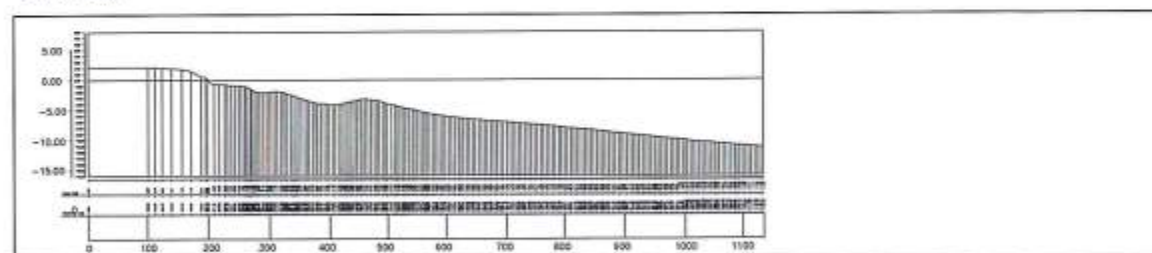


Figura 5d - Profilo batimetrico con più barre, nella zona di convergenza fra Marina di Pietrasanta ed il Cinquale (Esagerazione verticale 1:10).

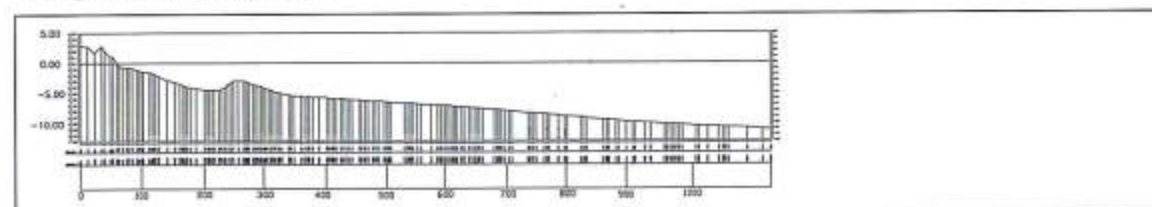


Figura 5e - Profilo batimetrico con una barra, nella spiaggia tra il Cinquale e Marina di Ronchi (Esagerazione verticale 1:10).

L'analisi del grafico che mostra l'andamento della pendenza fra la battigia e l'isobata dei 10 metri (Fig. 4c) indica una minore variabilità fra profili adiacenti, cosa che consente una più agevole lettura dei dati a scala regionale. Nel settore meridionale e centrale la pendenza aumenta andando *updrift* verso le opere di difesa: da Tirrenia a Bocca d'Arno, da qui verso il Gombo, dal Gombo alla foce del Fiume Morto Nuovo e poi verso il porto di Viareggio. A nord di ogni difesa si ha una brusca caduta di pendenza dovuta all'arretramento della linea di riva, più forte di quello che può aver subito l'isobata dei 10 metri, posta oltre la profondità di chiusura per mareggiate con tempi di ritorno decennali (Pranzini e Rossi, 1995). Un trend simile, ma con senso opposto (e quindi nuovamente *downdrift*), si ha anche nel settore settentrionale, dove però l'effetto del porto di Marina di Carrara è mascherato dalle opere di difesa parallele ed aderenti poste sottoflutto, che conferiscono al profilo di spiaggia una pendenza maggiore.

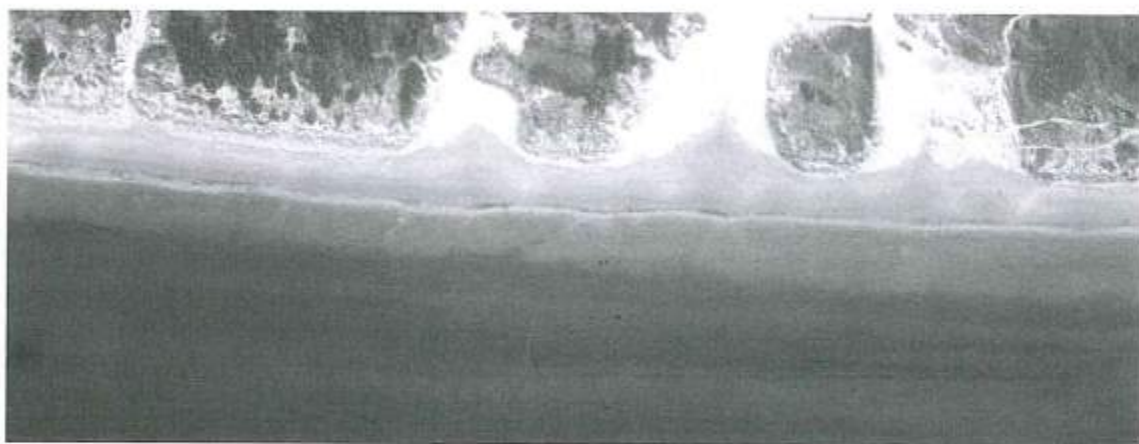


Figura 6 - Due barre rettilinee sulla spiaggia del Calambrone (Foto: Comando base aeromobili del Corpo delle Capitanerie di Porto, Luni-Sarzana; Concessione R.G.S. N. 134 del 17/5/2000).

Evoluzione della linea di riva

In epoca storica la costa compresa fra Bocca di Magra e Livorno è stata interessata da una forte progradazione, iniziata nel VI° sec. A.C. e proseguita, pur con ritmi diversi e forse con brevi fasi erosive, fino alla metà dell'800 (Mazzanti e Pasquinucci, 1983; Pranzini, 2001). Questa espansione delle spiagge fu determinata dall'intenso disboscamento avvenuto nei bacini idrografici dei fiumi che alimentano il litorale e segue in modo lineare lo sviluppo demografico e socio-economico della popolazione toscana (Pranzini, 1994). Il successivo abbandono delle campagne, l'estrazione di inerti dagli alvei fluviali e la costruzione di invasi artificiali ha innescato un processo erosivo sulle spiagge adiacenti alle foci dei due fiumi che più contribuiscono all'alimentazione della costa, l'Arno e il Magra, che si è poi gradualmente propagato ai litorali vicini (Pranzini, 1989). Il confronto fra la cartografia I.G.M.I. del 1878 e quella del 1928 mostra arretramenti della linea di riva di circa 600 metri sul lato settentrionale del delta dell'Arno, non protetto da opere di difesa, e di circa 500 metri sulla spiaggia posta a sud di Bocca di Magra. Lo studio di questa evoluzione su lungo periodo è di grande interesse, ma non può raggiungere l'accuratezza richiesta dalla nostra indagine per problemi di scala della cartografia disponibile, che è al 25.000, ma deriva, per il 1878, dall'ingrandimento delle carte al 50.000. Si è quindi preferito concentrarci sullo studio dell'evoluzione subita dal litorale dal 1938, ossia dal momento nel quale sono disponibili riprese aeree idonee ad un posizionamento della linea di riva sufficientemente accurato da consentire anche una valutazione dell'impatto delle opere marittime sui litorali adiacenti. Nonostante la qualità dei documenti analizzati, riteniamo che la nostra analisi possa essere affetta da alcuni errori dovuti alla iniziale fotorestituzione (Bartolini et al., 1989) ed alla successiva digitalizzazione.

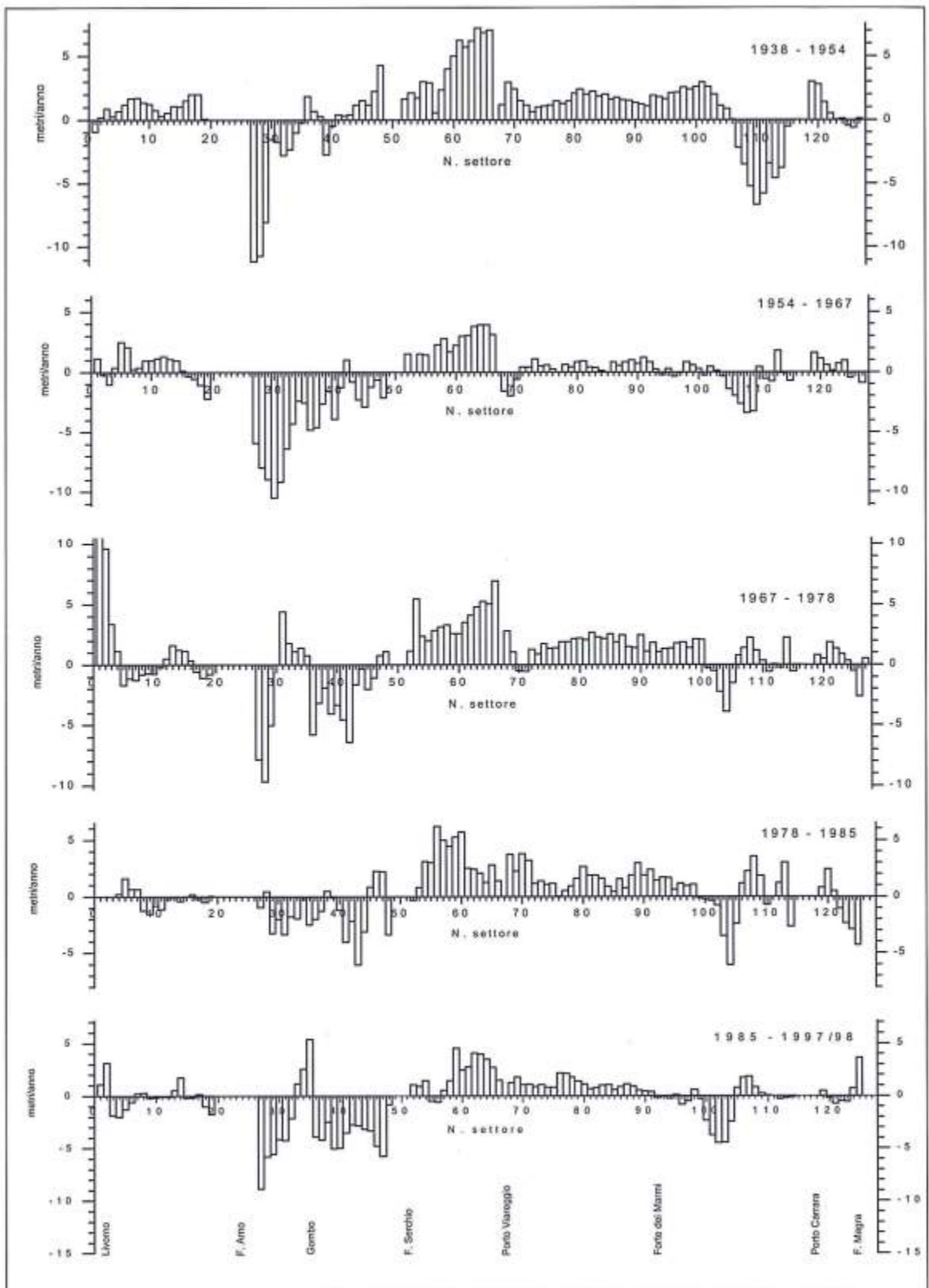


Figura 7 - Tasso di spostamento medio della linea di riva nei vari intervalli di tempo considerati.

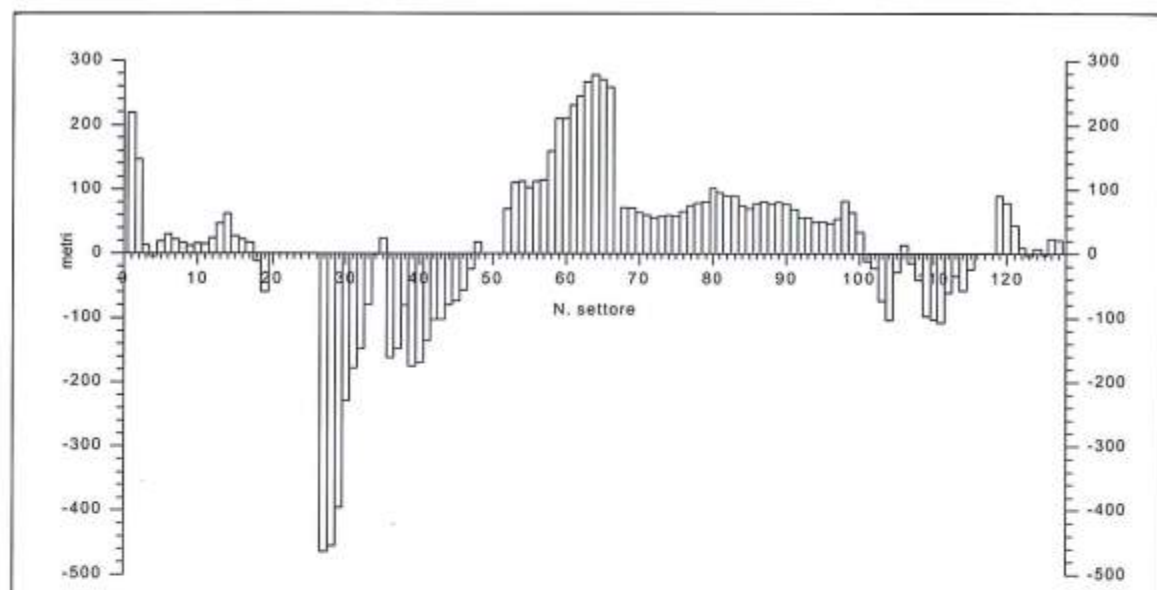


Figure 8 - Spostamento medio della linea di riva fra il 1938 e il 1997/98.

Si deve inoltre tenere presente che la posizione di ciascuna linea di riva dipende, oltre che dal trend generale che vogliamo studiare, anche dalle condizioni metreomarine, sia favorevoli che sfavorevoli, verificatesi poco prima del rilievo. Emblematico è il caso della linea di riva del 1967, che è stata tratta da un volo commissionato dal Genio Civile OO. MM. di Genova per valutare lo stato della costa dopo le intense mareggiate dell'autunno 1966, e che quindi presenta il litorale in uno dei suoi momenti più critici.

Complessivamente però, l'elevato numero di rilievi e le forti variazioni subite dalla gran parte delle spiagge rendono accettabile l'errore intrinseco in questi dati, certamente inferiore agli spostamenti effettivi della linea di riva in molte parti del litorale.

Da Livorno a Bocca d'Arno

Il litorale posto immediatamente a sud della foce dell'Arno è caratterizzato dalle imponenti scogliere aderenti e parallele di Marina di Pisa (Fig. 9), cui fanno seguito opere minori e di varia tipologia (Fig. 10), il più delle volte costruite dagli operatori locali senza uno schema organico, per giungere poi sulla spiaggia di Tirrenia, completamente libera da opere marittime. All'estremità meridionale, oltre la foce del Calambrone, la costa è difesa da una scogliera aderente che protegge i piazzali della zona industriale limitrofa all'area portuale e che termina proprio contro la diga della nuova vasca di colmata realizzata a nord del porto.

Nella Figura 7, che mostra lo spostamento della linea di riva nei vari intervalli di tempo considerati, il tratto corrispondente al litorale di Marina di Pisa (settori 20 + 25) presenta valori uguali a zero in tutti i periodi analizzati dato che la costa è stata stabilizzata dalle scogliere aderenti e parallele. Queste hanno efficacemente protetto l'abitato, pur al costo di ingenti spese di manutenzione per il frequente rifiorimento delle parallele scalzate alla base in un fondale che si è approfondito fino oltre i 7 metri e a quello, ancor più elevato, della perdita di una spiaggia e di un ambiente naturale sui quali si era basato il successo del nuovo insediamento turistico dell'800.

Il processo di espansione dell'erosione dall'apice deltizio verso le spiagge laterali (Pranzini, 1989) viene incentivato dall'allontanamento da costa del flusso detritico dovuto alla riflessione delle onde sulle scogliere parallele, come è dimostrato dal profilo della spiaggia sommersa precedentemente analizzato (Fig. 5b).



Figura 9 - Difese aderenti e parallele di Marina di Pisa.



Tutto ciò trova una riprova nell'evoluzione delle spiagge meridionali, che si espandono per più di 30 metri (2 m/anno) fra il 1938 e il 1954, ma che vengono interessate, già nel periodo successivo, da un arretramento della linea di riva che sfiora quasi i 15 metri (1,1 m/anno). Successivamente, anche dopo la costruzione delle varie opere di difesa, la tendenza evolutiva non si inverte, e l'erosione prosegue con un tasso analogo, che nel primo settore posto a sud delle parallele (n. 19) raggiunge il valore di 1,77 m/anno fra il 1985 e il 1997.

Le spiagge poste ancora più a sud vengono raggiunte dall'erosione con un certo ritardo, anche se il processo non è così lineare come i modelli potrebbero fare pensare (Pranzini, 1989), in particolare a causa della costruzione delle difese, del verificarsi di eventi meteomarinari eccezionali, quale quello dell'autunno 1966 che lascia segni evidenti nel rilievo del 1967, con la spiaggia di Tirrenia (settore 5) erosa per 18,7 metri dopo che aveva goduto di un accrescimento di ben 32,6 m nel periodo precedente (1954-1967) e prima di una espansione di 11,2 metri (1967-1985), e degli effetti *updrift* delle opere del porto di Livorno.

Figura 10 - Le difese presenti sul litorale fra Marina di Pisa e Tirrenia (Foto: Comando base aeromobili del Corpo delle Capitanerie di Porto, Luni-Sarzana; Concessione R.G.S. N. 134 del 17/5/2000).

Comunque, solo nei primi due settori posti a sud di Marina di Pisa (n. 18 e n. 19) l'erosione degli ultimi anni si rimangia più di quanto i precedenti periodi di deposizione avevano lasciato. Su questi la spiaggia arretra, fra il 1938 e il 1997, di 59,5 e di 11,5 metri rispettivamente, mentre la spiaggia di Tirrenia arriva ad una espansione, nello stesso intervallo di tempo, di ben 62,6 metri nel settore 14. Un processo particolarmente interessante si manifesta sulla spiaggia compresa fra Tirrenia e il porto di Livorno, dove Gandolfi e Paganelli (1975) pongono una zona di convergenza fra gli apporti sedimentari dell'Arno, diretti verso sud, e quelli del Calambrone, diretti verso nord. In questa zona la costa ha sempre mostrato una evidente convessità, che però si è progressivamente spostata verso nord via via che si accresceva il porto di Livorno. Si ritiene che ciò sia dovuto all'effetto della riflessione delle onde di Maestrale e, più che altro, di Ponente sulle dighe foranee inclinate, che indurrebbero una controcorrente che impedisce la crescita della spiaggia a ridosso del porto. La costruzione di una nuova scogliera posta in direzione 315° N sul lato settentrionale del porto per la creazione di nuovi piazzali - in corso al momento dell'esecuzione dei rilievi - ha determinato un'ulteriore spostamento verso nord della convessità e l'erosione della spiaggia posta a nord della foce del Calambrone, con il conseguente crollo di alcuni stabilimenti balneari.

Da Bocca d'Arno al porto di Viareggio

Questo tratto di litorale è quello che ha registrato le più intense modificazioni sia fra la metà dell'800 e il 1938, periodo di tempo qui non analizzato, che negli ultimi 60 anni. Ciò è stato messo in evidenza in numerosissimi studi, da quelli pionieristici di Toniolo (1910 e 1927) e di Albani (1940) a quelli via via più recenti di Mori (1956 e 1966), Rapetti e Vittorini (1974), Vittorini (1979) e Pranzini (1983), fino a giungere a quelli basati su modellistica numerica di Milano (1994), Noli e Franco (1989) e De Filippi (1998).

Prima del 1938 l'apice delizio dell'Arno, sul lobo settentrionale non urbanizzato, aveva già subito un intenso processo erosivo che aveva comportato un arretramento massimo della linea di riva di quasi 800 metri in prossimità della foce, valore che andava gradualmente riducendosi procedendo verso nord, fino a che, dopo circa 2,5 km si entrava in un tratto di litorale in progredazione che terminava in corrispondenza del molo meridionale del porto di Viareggio.

Il processo erosivo sulle spiagge in lato destro della foce dell'Arno si è comunque mantenuto intenso fino ad oggi, con tassi di arretramento che hanno anche superato i 10 metri all'anno (11,1 e 10,7 fra il 1938 e il 1954 nei settori 27 e 28; 10,5 m/anno fra il 1954 e il 1967 nel settore 30) per un arretramento complessivo della linea di riva di altri 464,1 metri nel settore 27 e di 454,4 metri nel settore 28 fra il 1938 e il 1997.

Anche in questo caso, come per quanto avviene a nord del porto di Livorno, l'erosione viene incentivata dalla riflessione delle onde di Maestrale-Ponente sul pennello che, nel 1926, è stato costruito in sponda destra d'Arno allo scopo di impedire la chiusura della foce, favorita dalla nuova configurazione costiera con l'aggetto del lato sinistro protetto dalle opere di difesa di Marina di Pisa.

Il propagarsi dell'erosione verso nord aveva minacciato la spiaggia del Gombo, antistante la Villa presidenziale, che venne difesa con 5 scogliere parallele (Fig. 11) costruite da sud verso nord fra il 1962 e il 1968. Il loro effetto fu inizialmente assai limitato, come si può osservare dalla cartografia di dettaglio pubblicata da Tongiorgi e Vittorini (1983) e dai diagrammi di sintesi di Figura 9.

Nel 1984 le quattro scogliere meridionali vennero allungate determinando una riduzione dell'ampiezza dei varchi, cosa che comportò una rapida evoluzione della spiaggia protetta con la formazione di quattro tomboli che le unirono a costa (Bowman e Pranzini, 2001). Ciò innescò un effetto pennello (Axe et al., 1996) che favorì l'espansione della spiaggia *updrift* incentivando però l'erosione di quella *downdrift*. I settori n. 33 e n. 34, posti a sud delle scogliere, si accrebbero in media di 15,0 e di 33,1 metri fra il 1985 e il 1998, dopo che nel periodo precedente (1978-1985) avevano perso rispettivamente 13,7 e 1,8 metri di spiaggia. La spiaggia del Gombo (settore n. 35) si accrebbe di ben 70 metri fra il 1985 e il 1997, recuperando ampiamente i 17,6 metri persi nel periodo precedente.

L'effetto pennello si fece però sentire sul tratto più settentrionale, che risultava già in forte erosione nel periodo 1954-1978, con arretramenti superiori ai 60 metri nel settore 36, ma che in precedenza aveva risentito positivamente della costruzione dell'armatura di foce del Fiume Morto Nuovo (Fig. 11), tanto che lo stesso settore 36 aveva perso solo 14,1 metri e quello a sud delle difese (n. 38) aveva addirittura visto l'espansione della spiaggia per 3,4 metri. Ebbene, fra il 1985 e il 1997 a nord delle scogliere del Gombo si hanno arretramenti compresi fra i 54,8 metri del settore 37 ed i 32,8 metri del settore 38. La spiaggia assume la forma di una spirale logaritmica (Silvester e Hsu, 1993), con un arretramento fortissimo subito a nord della scogliera n. 5, non rinforzata nei lavori del 1984, (Fig. 11) che induce un processo di *updrift erosion* che determina la scomparsa del tombolo che si era formato a ridosso della quarta scogliera.

Questa spirale ha come *downdrift point* i pennelli di foce del Fiume Morto Nuovo (Fig. 11), da dove parte un'altra spirale che vede un accentuarsi di processi erosivi, prima sul solo settore immediatamente sottoflutto (n. 39; -44,2 metri fra il 1938 e il 1954), poi sempre più a nord e con un'accelerazione dell'erosione dovuta anche all'estensione dei moli, tanto che lo stesso settore 39, dopo arretramenti minori, vede la scomparsa di ben 65,4 metri di spiaggia fra il 1985 e il 1997.

Questa erosione, che localmente vede una incentivazione per la presenza delle scogliere del Gombo e delle protezioni di foce del Fiume Morto Nuovo, deve in realtà essere associata ai processi generali dell'unità fisiografica correlati alla riduzione dell'input sedimentario dell'Arno e con la conseguente migrazione dell'erosione ai due lati della foce. Osservando i grafici di Figura 7 si nota come l'erosione si espande ai settori sempre più settentrionali, fino a raggiungere, nell'ultimo periodo di tempo analizzato, la foce del Fiume Serchio. Al di là di essa vi sono già alcuni settori in erosione (n. 55 e n. 56; -6,8 m e -8,1 m rispettivamente), prima di entrare in quel tratto di litorale, a ridosso del porto di Viareggio, sul quale, proprio grazie all'ostacolo fornito dal molo di sopraflutto, si accumula la gran parte dei sedimenti provenienti da sud, prima dall'Arno ed ora prevalentemente dall'erosione del suo delta. L'espansione della spiaggia è qui estremamente rapida, superando nel primo periodo di tempo considerato i 7 metri all'anno (settore n. 66), per raggiungere un avanzamento complessivo che per ben 4 chilometri supera i 200 metri e per altri 3 km i 100 metri fra il 1938 e il 1997.



Figura 11 - Le scogliere del Gombo e la foce del Fiume Morto nuovo. La foto del Maggio 1993 mostra i quattro tomboli che collegano a riva le scogliere meridionali. Successivamente, l'approfondimento della *spiral bay* formatasi sottoflutto alle opere ha innescato un'erosione regressiva che ha già demolito il quarto tombolo e ridotto il terzo. Autorizzazione alla divulgazione: S.M.A. n. 42 del 4/2/95.

Dal porto di Viareggio al porto di Marina di Carrara

L'espansione della spiaggia posta a sud del porto, dovuta all'intercettazione del flusso sedimentario operata dal molo di sopraflutto, avrebbe dovuto comportare l'erosione del litorale posto più a nord, ossia della famosissima spiaggia di Viareggio. L'analisi dei grafici relativi all'evoluzione della linea di riva nei vari intervalli di tempo analizzati mette in evidenza che questo fenomeno si è effettivamente verificato, ma non con quella intensità che l'espansione della spiaggia meridionale avrebbe fatto supporre. L'erosione ha di fatto interessato alcuni tratti del litorale settentrionale fra il 1954 e il 1985. I primi due settori (n. 68 e 69) perdono rispettivamente 20,6 e 25,9 metri fra il 1954 e il 1967 e i settori 70 e 71 perdono 5,6 e 5,9 metri fra il 1967 e il 1978, proprio quando i primi due riguadagnano 30,9 e 11,5 metri.



Figura 13 - Porto di Viareggio nel 1978. Autorizzazione alla divulgazione n. 123 dell'11/5/79.

Successivamente tutto il litorale risulta in progradazione, tanto che la linea di riva del 1998 è più avanti di oltre 70 metri nei primi due settori e di circa 60 metri nei due successivi rispetto alla posizione del 1938. I motivi di ciò sono da ricercarsi in più fattori: in primo luogo la forma della diga meridionale non ostruisce completamente il flusso sedimentario avendo una disposizione angolata e non raggiungendo fondali consistenti, tanto che l'imboccatura del porto richiede frequenti interventi di dragaggio; in secondo luogo all'inizio degli anni '70 fu installato un sistema di *by-pass* che prelevava sabbia dalla spiaggia meridionale per refluirla su quella settentrionale; per ultimo, il molo di sopraflutto è aggettante sulla spiaggia settentrionale e costituisce un riparo per il primo tratto, quello che avrebbe risentito maggiormente dell'intercettazione del flusso sedimentario. E' il suo prolungamento, avvenuto fra il 1969 e il 1973 (Milano, 1994), che determina la forte espansione dei primi due settori fra il 1967 e il 1978 e l'erosione dei due successivi.

Proseguendo verso nord, ed avvicinandoci quindi alla zona di convergenza (Aiello et al., 1976; Gandolfi e Paganelli, 1975), il litorale risulta tutto in progradazione in ogni intervallo di tempo considerato, se non per modesti episodi di arretramento (in realtà di stabilità) con valori di $-0,23$ m e di $-0,34$ m nei settori 77 e 85 fra il 1954 e il 1967.

Entrando nella zona di convergenza si assiste ad una costante e significativa espansione della spiaggia, che supera i 100 metri nel settore 80 (101,5 m; 1,69

m/anno), in corrispondenza della foce del Fosso Motrone, che deve essere considerata come il punto medio di incontro fra i due *drift* per l'intero arco di tempo considerato. Analizzando i valori relativi a ciascun intervallo di tempo, la crescita più forte si sposta dal settore 81 (2,41 m/anno nel 1938-54 e 0,89 m/anno nel 1954-67) al settore 80 (2,19 m/anno nel 1967-78; e 2,65 m/anno nel 1978- 85) per raggiungere infine in modo netto il settore 76 (2,17 m/anno nel 1985-98), come se il flusso da nord del trasporto sedimentario divenisse via via più intenso.

Superata la zona di convergenza si entra in quel tratto di costa in cui il flusso sedimentario è diretto verso sud e crescente, almeno come trasporto potenziale (Aminti et al., 1998) fino a raggiungere un massimo di 351000 m³/anno a Marina di Pietrasanta (Petti, 1998), per poi ridursi gradualmente procedendo verso Bocca di Magra.

Analizzando l'intero intervallo di tempo 1938 + 1997 (Fig. 9) si nota come la spiaggia rimanga caratterizzata da un processo di accumulo con valori compresi in genere fra i 50 e gli 80 metri, fino al settore n. 100, posto circa un kilometro a nord della foce del Cinquale. In questo tratto il processo di accumulo è costante se non per una momentanea inversione di tendenza mostrata dal rilievo del 1967 e certamente dovuta alle già citate mareggiate dell'autunno 1966.

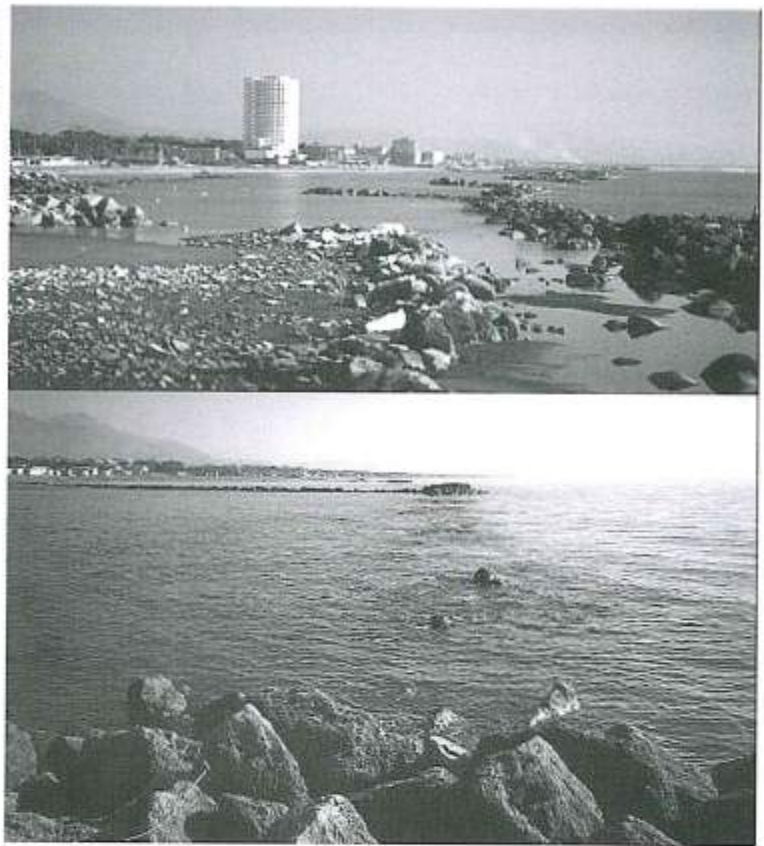
Nell'ultimo intervallo di tempo analizzato (1985 + 1998) già il settore 92 e quelli posti più a nord registrano un processo di arretramento della linea di riva che diventerà via via più importante procedendo verso nord. Sono le propaggini meridionali degli effetti innescati dal porto di Marina di Carrara sulla dinamica sedimentaria della costa apuo-versiliese, effetti che si vanno a sommare, o meglio ad anticipare, a quelli a più ampia scala dovuti alla riduzione dell'apporto solido del Fiume Magra.

La spiaggia di Marina di Ronchi (settori n. 99 + 104), che si era accresciuta fra il 1938 e il 1954 per alcune decine di metri (fra 31,7 m del settore 103 e 47,3 m del settore 101), entra progressivamente in erosione, in particolare quando diventano più efficaci gli interventi di difesa e di ricostituzione della spiaggia di Marina di Massa (Aminti et al., 1998), la cui erosione costituiva la principale fonte di alimentazione delle spiagge poste più a sud, dopo che il porto di Marina di Carrara ostacolava il flusso dei sedimenti provenienti dal Magra che, comunque, si era notevolmente ridotto.

Fra il 1954 e il 1998 la spiaggia di Ronchi perde anche più di 120 metri (121,8 nel settore 104), con notevoli danni all'economia turistica. Qui, nell'ambito di un progetto finanziato dalla Regione Toscana, è stato costruito, nel 1998, un setto sommerso in sacchi di geotessile riempiti con sabbia che è tutt'ora oggetto di monitoraggio. I primi risultati (Aminti et al., 2001) sembrano indicare che su simili strutture possa basarsi una riqualificazione ambientale delle spiagge di Marina di Massa, pesantemente difese con opere che vedono 9,3 km di scogliere su 6,7 km di costa (Rapporto di protezione 1,4). Le prime difese vi vennero costruite nel 1930, ossia poco dopo la costruzione del porto, quando si fecero sentire i primi segni di erosione che imposero rapidamente la chiusura di un tratto della strada litoranea. Seguendo, ed amplificando, il processo erosivo verso sud, vennero costruite difese in scogli di diversa tipologia. L'attuale configurazione (Fig. 13) vede opere aderenti nel primo tratto a sud del porto, seguite da un'alternanza e sovrapposizione di aderenti a parallele, per giungere poi ad un sistema di "vasche" costituite da pennelli chiuse alla testa da una scogliera soffolta a cui, in un paio di casi, se ne aggiunge un'altra in posizione intermedia.

L'evoluzione della linea di riva nel tratto ove una spiaggia è ancora presente vede la migrazione della zona in erosione dal tratto posto subito a sud del porto fino a Marina di Ronchi, con valori che in alcuni settori superano i 100 metri fra il 1938 e il 1998 (102,7 e 106,8 nei settori 110 e 111), ma che sono dovuti a processi rapidi nel primo periodo (1938 +1954) e progressivamente più lenti con il passare degli anni, quando venivano costruite le difese costiere. Queste hanno localmente portato a dei benefici, come è il caso del sistema di "vasche" che, pur con un forte impatto paesaggistico ed un degrado qualitativo dell'arenile stesso, ha determinato un avanzamento della linea di riva di più di 50 metri in alcuni settori (n. 107 e n. 108 con 55,2 m e 61,7 m rispettivamente fra il 1967 e il 1998), tanto che forti sono le richieste degli operatori turistici per una loro espansione verso sud.

Figura 13 - Difese costiere poste immediatamente a sud del porto di Marina di Carrara (in alto) e davanti all'abitato di Marina di Massa (in basso).



Dal porto di Marina di Carrara a Bocca di Magra

La costruzione del porto di Marina di Carrara (Fig. 14) si inserisce in un momento particolarmente critico per le spiagge settentrionali della nostra unità fisiografica. Abbiamo detto che dal 1881 al 1928 la spiaggia di Fiumaretta, posta immediatamente a sud della foce del Magra, aveva visto arretrare la linea di riva di più di 500 metri a causa della riduzione degli apporti sedimentari del Magra. Prima della costruzione del porto di Marina di Carrara il materiale eroso a Fiumaretta fluiva verso sud e non determinava una consistente crescita della spiaggia di Marina di Carrara che, anzi, dava i primi segni di erosione. Ad una perdita di 634.759 m² di spiaggia emersa nei 2,8 chilometri di costa posti a nord della foce del Parmignola fece riscontro una espansione di soli 20.226 m² sugli 1,5 chilometri meridionali, che terminano dove era in corso la costruzione del porto, i cui effetti si stavano già facendo sentire anche se solo alla radice della diga foranea. La costruzione del porto, iniziata nel 1920, determinò il blocco del flusso sedimentario, almeno nella sua componente grossolana, e l'espansione della spiaggia di Marina di Carrara. La costa iniziò un processo di rotazione che aveva nella foce del Torrente Parmignola il fulcro, ma che non comportò un equilibrio fra aree in erosione ed aree in sedimentazione; infatti, fra il 1928 e il 1938 furono persi ben 291.587 m² di spiaggia nel tratto settentrionale, con un aumento di 172.156 m² su quella meridionale. Non si innescò comunque un consistente flusso sedimentario capace di superare il porto, ma la costa assume una disposizione frontale nei confronti dei mari dominanti, con una perdita delle componenti *longshore* ed un incremento di quelle *offshore* del flusso sedimentario.

Il confronto fra le linee di riva del 1938 e del 1954 mette in evidenza che il processo di erosione nella spiaggia di Fiumaretta si era attenuato (arretramento massimo di 9,8 m; 0,62 m/anno nel settore 125), a seguito dell'assunzione di una configurazione prossima ad una spirale logaritmica (Silvester e Hsu, 1993), mentre l'espansione della spiaggia posta a nord del porto era ancora cospicua, con un avanzamento della linea di riva di 47,9 m (2,99 m/anno) nel settore 118.



Figura 14 - Il porto di Marina di Carrara nel 1978. Autorizzazione alla divulgazione n. 123 dell'11/5/79.

Il processo di accumulo procede rapido anche nel successivo periodo (1954 ÷ 1967), con un avanzamento della linea di riva di 21,1 m (1,62 m/anno), ma quando la spiaggia arriva ad essere disposta parallelamente alle onde dominanti la crescita si fa meno rapida, anche perché l'erosione delle spiagge settentrionali si riduce, anche grazie alla costruzione di opere di difesa. Il settore più prossimo al porto cresce ancora di 8,8, 5,6 e di 6,2 metri nei successivi intervalli di tempo, ma il settore adiacente (n. 119) registra una fase erosiva fra il 1985 e il 1998 (-2,6 metri; 0,2 m/anno) che interessa in modo ancor più consistente i settori posti ancora più a nord.

La spiaggia di Marinella di Sarzana, che ricade in territorio ligure, mostra di aver subito un intenso processo erosivo, con tassi che hanno raggiunto i 4,29 m/anno (-30,1 m) fra il 1978 e il 1985. La costruzione di alcune opere di difesa, pennelli ed una scogliera distaccata obliqua, ha comunque determinato una significativa ricrescita della spiaggia settentrionale, mentre su quella posta immediatamente a sud delle opere (settori 121 + 123) il tasso erosivo è stato nell'ultimo periodo compreso fra 0,54 e 0,74 m/anno. Nel 1999 stati costruiti 4 pennelli ed è stato effettuato un ripascimento con materiale grossolano, intervento tutt'ora oggetto di monitoraggio ma che sembra, per il momento, non aver avuto l'effetto di stabilizzare il litorale.

L'ultimo tratto di questa unità fisiografica (settori 125 + 127) corrisponde con la spiaggia di Fiumaretta, posta sulla sinistra idrografica della foce del Magra (Fig. 15) e colpita, come abbiamo visto, da un fortissimo arretramento fra la fine del secolo XIX e l'inizio del secolo XX. Per questi settori non è disponibile la linea di riva del 1985, ma la costruzione di piattaforme-isola all'inizio degli anni '80 e la loro successiva integrazione con opere parallele soffolte e con collegamenti emersi a terra hanno determinato una sostanziale riduzione dei processi erosivi. Il recente prolungamento del pennello di foce del Fiume Magra ha innescato la rotazione della linea di riva, con forte sedimentazione alla sua radice ed erosione nel tratto posto immediatamente a sud.

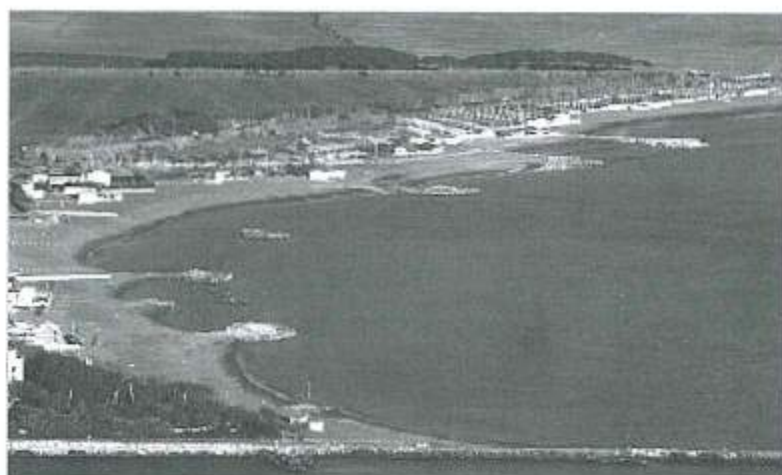


Figura 15 - Le piattaforme-isola costruite negli anni '80 sulla spiaggia di Fiumaretta, con in primo piano il pennello di foce del Magra.

Bilancio sedimentario dell'intero tratto costiero

Data la non disponibilità di rilievi batimetrici di dettaglio ripetuti su tutta l'unità fisiografica, non è possibile giungere ad una valutazione del suo bilancio sedimentario, ma già un'analisi delle superfici di spiaggia emersa guadagnate e perse nei vari settori può consentire di evidenziare i grandi flussi sedimentari in atto su questo litorale.

In Tabella 2 sono riportati i dati relativi alle variazioni areali di spiaggia emersa avvenute nei vari intervalli di tempo considerati in tratti omogenei di litorale e su tutta l'unità fisiografica.

Nel tratto di costa compreso tra Livorno e Bocca d'Arno il bilancio sedimentario risulta positivo tra il 1938 ed il 1978, e negativo tra il 1978 ed il 1998, a conferma del fatto che l'erosione, negli ultimi anni, sta andando ad interessare anche la spiaggia posta a sud di Marina di Pisa, con un'effettiva perdita di materiale. Infatti, la presenza delle scogliere poste a protezione dell'abitato di Marina di Pisa, non solo fa aumentare la turbolenza delle acque antistanti, a causa della riflessione del moto ondoso, e quindi diminuire la capacità di trasporto lungo riva, ma determina anche lo spostamento verso il largo dei flussi sedimentari e, di conseguenza, la dispersione dei materiali sui fondali maggiori (Pranzini, 1995). Il bilancio complessivo tra il 1938 ed il 1997/98 di questo tratto di costa, comunque, è positivo, con un valore della variazione areale pari a 293007 m².

Tra Marina di Pisa ed il porto di Viareggio il bilancio sedimentario è positivo tra il 1938 ed il 1954, è negativo tra il 1954 ed il 1967 (questo valore, comunque, potrebbe non essere significativo in quanto, come detto prima, il rilievo del 1967 fu fatto dopo una forte mareggiata), ritorna poi ad essere positivo sia tra il 1967 ed il 1978 che tra il 1978 ed il 1985, anche se con valori progressivamente minori, fino ad arrivare ad una variazione areale di -244467 m² tra il 1985 ed il 1997/98.

Tabella 2 - Variazioni areali della spiaggia emersa nei vari intervalli di tempo considerati per vasti settori costieri.

	1938-1954	1954-1967	1967-1978	1978-1985	1985-1997/98	1938-1998
Livorno						
Bocca d'Arno	140081	46705	129755	-10907	-12626	293007
Bocca d'Arno						
Porto di Viareggio	292948	-329461	61746	43274	-244467	-175960
Porto di Viareggio						
Porto di Marina di Carrara	263164	-14620	279790	160816	73085	762236
Porto di Marina di Carrara						
Bocca di Magra	60711	28008	16375	-27171	19000	96923
Bocca di Magra						
Livorno -						
Bocca di Magra	756905	-269368	487666	166012	-165008	976207

Il bilancio complessivo tra Marina di Pisa e Viareggio, nei 60 anni considerati, mostra una variazione areale negativa per 175960 m², e questo dimostra che l'accumulo di sedimenti a ridosso del porto di Viareggio non è sufficiente a bilanciare la perdita di materiale causata dalla forte erosione che colpisce il tratto di costa a nord della foce dell'Arno.

Nel tratto di litorale compreso tra il porto di Viareggio ed il porto di Carrara, il valore della variazione areale è positivo in tutti i periodi, tranne che negli anni compresi tra il 1954 ed il 1967, bisogna però sottolineare ancora una volta che i rilievi del 1967, potrebbero risentire dei danni provocati dalla forte mareggiata del 1966. Il bilancio sedimentario complessivo tra il 1938 ed il 1997/98 risulta essere quindi positivo per 762236 m²; dunque, la spiaggia è in ripascimento, grazie anche al fatto che all'interno di questo tratto di costa è presente la zona di convergenza all'interno della quale si depositano sia i sedimenti provenienti da nord che quelli provenienti da sud.

Il tratto di costa compreso tra il porto di Carrara e Bocca di Magra presenta valori di variazione areale positivi, anche se progressivamente minori, nei periodi 1938-1954, 1954-1967, 1967-1978; tra il 1978 ed il 1985 il bilancio sedimentario risulta negativo, mentre ritorna ad essere positivo per 96923 m² tra il 1985 ed il 1997/98.

Se analizziamo la variazione areale della spiaggia emersa nell'intera unità fisiografica, si può vedere che tra il 1938 ed il 1954 la spiaggia subisce un'espansione di 756905 m², per poi perdere 269368 m² tra il 1954 ed il 1967 (leggi mareggiate dell'autunno 1966), e ritornare su valori positivi nei periodi 1967+1978 e 1978+1985, con + 487666 m² e +166012 m² rispettivamente, per chiudere con un deficit di 165008 m² nell'ultimo periodo considerato (1985 + 1997/98). Complessivamente, il bilancio sedimentario nel tratto di costa tra Livorno e Bocca di Magra tra il 1938 ed il 1997/98 risulta essere positivo per 976207 m². L'attuale deficit (periodo 1985 + 1997/98) può essere attribuito a modesti flussi sedimentari in uscita, localizzati in corrispondenza della zona di convergenza e dei porti di Viareggio e di Marina di Carrara, come emergerà dallo studio sedimentologico.

Sedimentologia

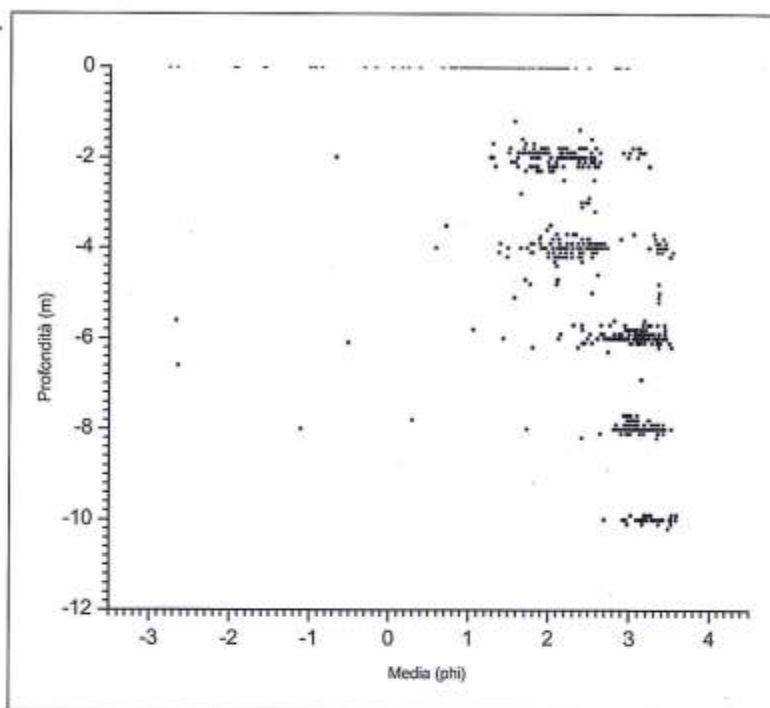
Dimensioni medie (Mz) dei sedimenti

Data la notevole estensione areale della zona studiata e i molteplici elementi sia naturali che antropici che vi si trovano, foci di fiumi di diversa portata, opere portuali e difese costiere, è evidente che il *range* dimensionale dei sedimenti presenti sia estremamente ampio: le dimensioni medie (Mz) vanno infatti da -3,09 a 3,60 phi, ossia dalle *ghiaie* alle *sabbie molto fini*, secondo la classificazione di Krumbein (1934).

In generale si nota una relazione inversa tra dimensioni medie e profondità (Fig. 16), con materiali più grossolani sulla battigia e sedimenti di dimensioni progressivamente minori procedendo verso profondità maggiori. I primi mostrano inoltre una variabilità assai maggiore, tanto da occupare quasi completamente il *range* dimensionale prima descritto, anche se la maggior parte di essi si colloca fra 1 e 2,5 phi.

Anche i sedimenti presenti sulla spiaggia sommersa hanno una evidente variabilità dimensionale, che deriva però da un limitato numero di campioni la cui distribuzione geografica è ben localizzata; in particolare si hanno sedimenti grossolani (da -3 a 1 phi) su fondali di 4 ÷ 8 metri in prossimità del porto di Livorno, derivanti probabilmente dall'erosione delle Secche della Meloria. I rimanenti campioni si distribuiscono, nel grafico Media/Profondità, intorno ad una linea a debole pendenza che da circa 2,2 phi ai 2 metri giunge a 3,3 phi a 10 metri di profondità (Fig. 16). Da notare la ridotta frequenza di sedimenti di Mz compresa fra 2,65 e 2,95 phi alle profondità di 2 e 4 metri, visibile sul grafico Mz/Profondità di Figura 16. Sedimenti appartenenti a questo intervallo sono d'altra parte presenti alla profondità dei 6 metri, e subordinatamente degli 8 metri, in percentuali tali da non evidenziare una lacuna dimensionale. Sembrerebbe quindi che a 2 e 4 metri di profondità non vi siano le condizioni energetiche per la sedimentazione di questi materiali, pur presenti nel paraggio.

Figura 16 - Grafico Media/ Profondità per i 703 campioni analizzati.



Il ridotto *range* dimensionale occupato dai sedimenti presenti sui 10 metri di fondale deriva dal fatto che questi sono stati campionati solo nel tratto Viareggio - Cinquale, dove ovviamente le caratteristiche morfologiche ed energetiche sono estremamente uniformi.

Analizzando l'andamento del valore di Mz lungo riva (Fig. 17) si nota una notevole dispersione dei punti nel tratto di spiaggia compreso tra Cinquale e Bocca di Magra, dove la presenza di varie e differenti opere di difesa determina condizioni di energia estremamente variabili.

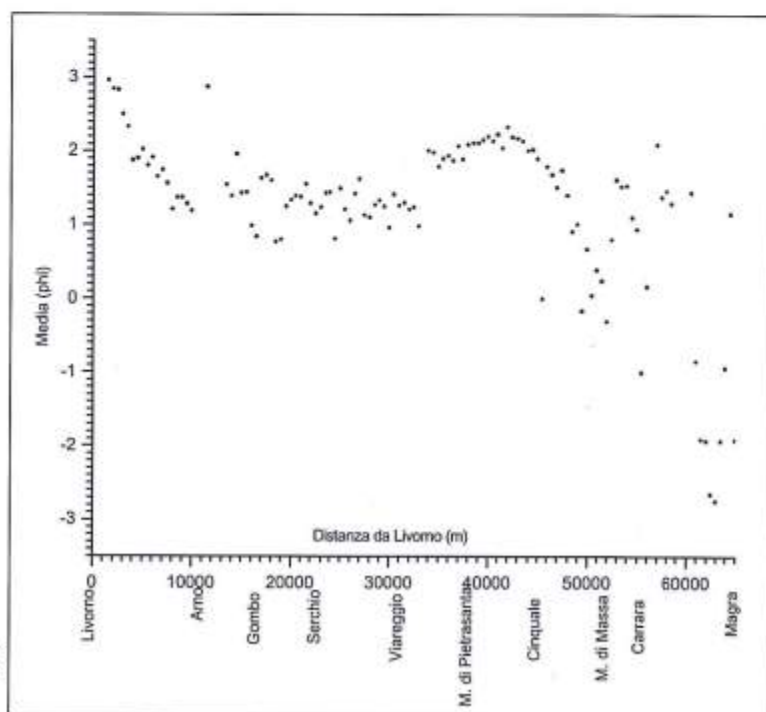


Figura 17 - Andamento delle dimensioni medie (Mz) dei sedimenti di battigia lungo il litorale.

Da questo grafico si può riconoscere la presenza di due sorgenti di materiali più grossolani, l'Arno, con valori compresi fra 0 ed 1 phi, e il Magra che immette sedimenti di dimensioni assai maggiori, fino quasi a -3 phi. Questi sembrano spingersi verso sud fino al Cinquale, verso la zona di convergenza, con un salto dimensionale in corrispondenza del porto di Marina di Carrara, che impedisce il flusso delle ghiaie lungo riva. Queste sono presenti solo in modo sporadico e sono molto probabilmente da associare a piccoli ripascimenti artificiali realizzati alcuni anni addietro in questo tratto di spiaggia, come ad esempio in prossimità della foce del Fosso Magliano.

I sedimenti immessi dall'Arno, o prodotti dall'erosione del suo delta sommerso e dalle spiagge laterali, si spingono verso sud, fino a Livorno, e verso nord, fino alla zona di convergenza, con un evidente processo di *downdrift fining*. Anche in questo caso, la presenza di una struttura foranea, il porto di Viareggio, impedisce il transito delle sabbie più grossolane, tanto che nel grafico di Figura 17 si evidenzia un salto dimensionale di circa 1 phi fra i sedimenti presenti sulla spiaggia posta sopraflutto e quelli che si trovano sottoflutto al porto.

Anche nella distribuzione areale dei valori delle dimensioni medie dei sedimenti ² si possono riscontrare le caratteristiche descritte fino ad ora attraverso i grafici.

Nella parte più meridionale le condizioni di bassa energia presenti subito a nord del porto di Livorno consentono la deposizione di sedimenti molto fini ($3 < Mz < 4$ phi) fino alle profondità di 2 metri. Sempre in questo tratto è presente, alla profondità di 8 metri, un' "isola" di materiale grossolano che, come già detto, potrebbe provenire dall'erosione delle Secche della Meloria.

Procedendo verso nord si ha sempre un'ampia distribuzione di *sabbia molto fine* ($3 < Mz < 4$ phi), fino ad arrivare alle scogliere di Marina di Pisa, dove il limite esterno delle *sabbie fini* ($2 < Mz < 3$ phi) si allontana da costa, probabilmente ad indicare la presenza della fonte di alimentazione e le condizioni di più alta energia dovute alla riflessione delle onde sulle scogliere di Marina di Pisa.

A nord di Bocca d'Arno si ritrovano nuovamente sedimenti fini ($2 < Mz < 3$ phi) alla profondità di 2 metri: qui i livelli energetici sono minori a seguito della diffrazione del moto ondoso dietro la scogliera del pennello della foce dell'Arno.

Procedendo verso il Gombo il passaggio dai sedimenti più grossolani di battigia a quelli più fini dei fondali maggiori è graduale, tranne che subito a nord delle scogliere parallele, dove si trovano sedimenti fini anche in prossimità della riva.

A nord del Fiume Morto Nuovo, fino al porto di Viareggio, la distribuzione delle dimensioni medie dei sedimenti ha un andamento molto irregolare: sedimenti più grossolani ($1 < Mz < 2$ phi) si spingono anche a profondità maggiori dei 4 metri, in particolare in corrispondenza della foce del Serchio, mentre localmente le *sabbie molto fini* ($3 < Mz < 4$ phi) risalgono fino all'isobata dei 4 metri.

L'effetto del porto di Viareggio sulla dinamica costiera, già visto analizzando l'evoluzione della linea di riva, trova un riscontro anche sedimentologico, con la presenza di materiale di dimensioni comprese tra 1 phi e 2 phi fino a profondità di 4 metri.

Subito a nord del porto si ha nuovamente la deposizione di materiali molto fini in prossimità della battigia, dovuta alla bassa energia del moto ondoso nel tratto immediatamente sopraflutto alla diga foranea. Sul suo prolungamento si ha comunque un lobo di *sabbie medie* ($1 < Mz < 2$ phi) in continuità con quelle presenti a sud, sia sulla battigia che sui fondali immediatamente antistanti, a riprova del fatto che i sedimenti di provenienza meridionale, e quindi dall'Arno, riescono ad oltrepassare il porto.

Da Marina di Pietrasanta a Forte dei Marmi, ossia in corrispondenza della zona di convergenza, si ha una distribuzione molto regolare dei valori delle dimensioni medie dei sedimenti, con *sabbia fine* ($2 < Mz < 3$ phi) anche vicino alla battigia. In particolare si può vedere come in corrispondenza della

² La cartografica sedimentologia relativamente ai parametri Media (Mz), Classazione (ϕ), Dimensioni del Primo percentile e Percentuale di Frazione fine (< 4 phi) è stata realizzata in scala 1:10.000, ma non è ovviamente possibile allegarla a questa pubblicazione. Si farà riferimento ad essa nella speranza che la fantasia del lettore supplisca alla carenza editoriale.

zona di convergenza sparisca la classe granulometrica più grossolana ($1 < Mz < 2 \text{ phi}$) presente sia nel tratto di costa a sud che nel tratto di costa a nord di essa.

Procedendo verso nord, tra Forte dei Marmi ed il porto di Marina di Carrara, si ritrova una distribuzione molto irregolare per quanto riguarda le dimensioni medie dei sedimenti, dovuta principalmente ad una serie di opere di difesa (pennelli perpendicolari a riva e scogliere parallele), che alterano la distribuzione dei sedimenti. In questo tratto di costa sono presenti, localmente, sedimenti di dimensioni comprese tra 2 e 3 phi (*sabbia fine*) fino a profondità di 8 metri, e questo potrebbe essere dovuto alla maggiore energia presente davanti alle opere di difesa. Inoltre, in prossimità della battigia, compare anche la classe granulometrica delle *sabbia grossolana* ($0 < Mz < 1 \text{ phi}$) che potrebbe rappresentare il materiale un tempo giunto dalla foce del Magra. Qui la situazione è comunque assai complessa dato che sono stati fatti, negli ultimi decenni, ripascimenti artificiali dei quali non si hanno indicazioni sia sui volumi versati che sulla caratteristiche granulometriche dei materiali utilizzati. A nord del porto, fino a Bocca di Magra, la distribuzione dei sedimenti è nuovamente influenzata da una serie di opere di difesa (principalmente pennelli perpendicolari a riva), in corrispondenza delle quali si ha un allontanamento da riva di materiale di dimensioni comprese tra 2 e 3 phi (*sabbia fine*).

Classazione (σ_1) dei sedimenti

I sedimenti presenti nel tratto di costa studiato si presentano da *molto ben classati* a *molto poco classati*, ($0,20 \text{ phi} < \sigma_1 < 2,99 \text{ phi}$), secondo la scala proposta da Folk e Ward (1957), anche se la maggior parte di essi è compresa nelle classi *molto ben classati* ($\sigma_1 < 0,35 \text{ phi}$), *ben classati* ($0,35 \text{ phi} < \sigma_1 < 0,5 \text{ phi}$) e *moderatamente ben classati* ($0,5 \text{ phi} < \sigma_1 < 0,71 \text{ phi}$).

In Figura 18 è rappresentata la relazione tra la Classazione e la Profondità dei campioni analizzati. In questo diagramma si evidenzia un'ampia dispersione dei punti rappresentanti i sedimenti di battigia e quelli prelevati alle profondità di 6 e 8 metri a nord di Livorno, dove alle condizioni di bassa energia che favoriscono una bassa Classazione, si associano alla presenza di elementi grossolani prodotti dallo smantellamento delle Secche della Meloria.

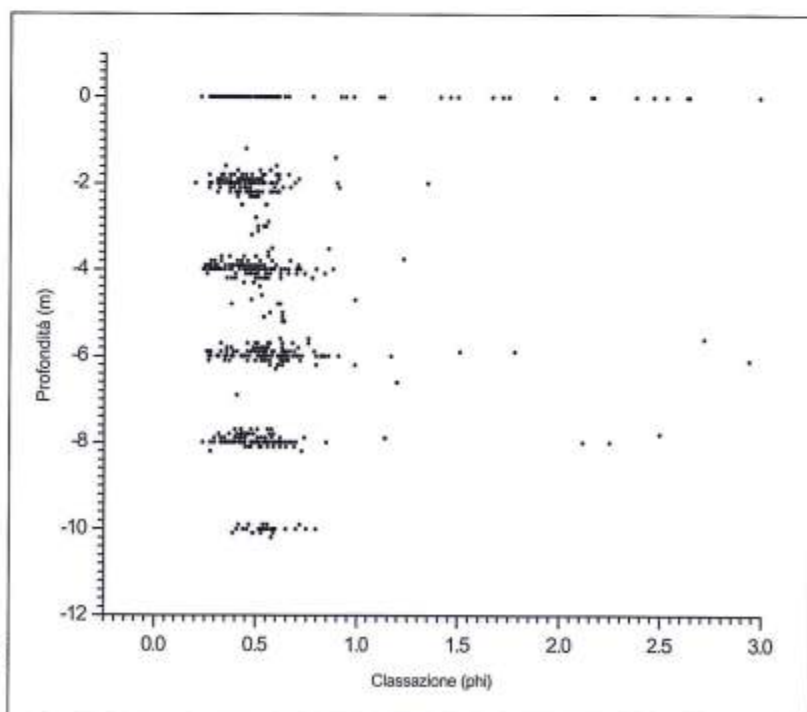


Figura 18 - Grafico Classazione / Profondità per i 703 campioni analizzati.

Il grafico di Figura 19 rappresenta l'andamento della Classazione dei campioni di battigia lungo il tratto di costa studiato. I sedimenti di battigia si presentano, da Livorno fino a Cinquale, da *molto ben classati* a *moderatamente ben classati* ($0,25 \phi_i < \sigma_1 < 0,71 \phi_i$) in accordo con le condizioni di alta energia presenti in ambiente di battigia. A nord di Cinquale fino a Bocca di Magra i valori di σ_1 per i sedimenti di battigia sono molto più elevati, raggiungendo il valore di 2,99 ϕ_i in corrispondenza della foce del Magra. Questo è dovuto al fatto che sia il Magra che gli altri torrenti che scendono dalle Alpi Apuane trasportano materiali grossolani; inoltre, in questo tratto di costa, sono presenti numerose opere di difesa ed il porto di Marina di Carrara che fanno sì che localmente vi siano condizioni di bassa energia e quindi sedimenti poco classati. Molto più difficile è definire il ruolo che possono giocare materiali utilizzati sporadicamente per ripascimenti artificiali e sui quali non si hanno informazioni.

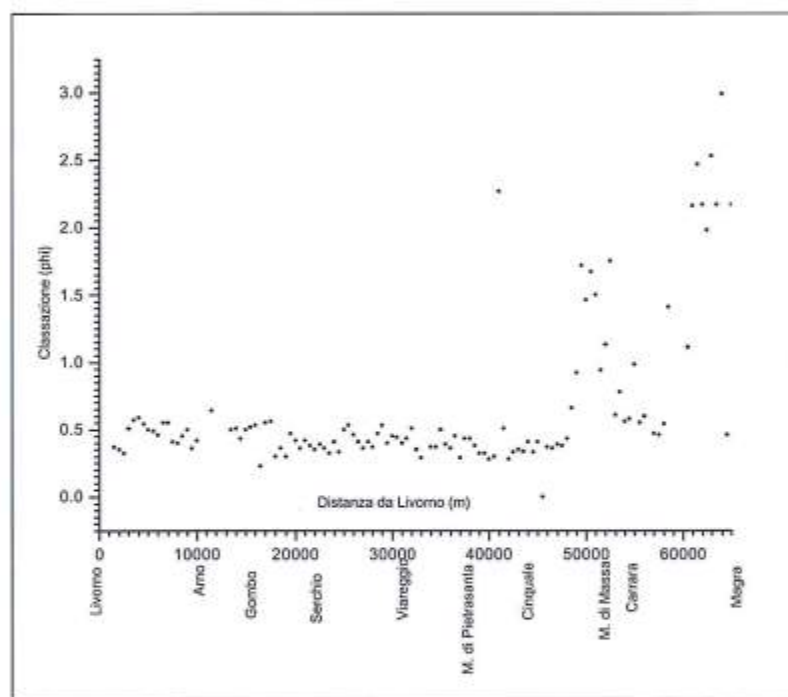


Figura 19 - Andamento della Classazione dei sedimenti di battigia lungo il litorale.

Percentuale di Frazione fine

Dall'esame della percentuale di Frazione fine dei campioni dell'area studiata, si evidenzia come essa aumenti all'aumentare della profondità (Fig. 20) ed in particolare come nei sedimenti di battigia ed in quelli posti alla profondità di 2 metri la percentuale della Frazione fine abbia valori molto bassi, non superando mai il 4%. Dalla profondità di 4 metri fino ai 10 metri la percentuale di Frazione fine aumenta, fino a valori superiori al 40% alla profondità di 10 metri.

Il grafico di Figura 21 mostra l'andamento della percentuale di Frazione fine per i sedimenti di battigia lungo il litorale in esame. Qui si vede come la più alta percentuale di Frazione fine si ha nei sedimenti posti nella spiaggia subito a nord del porto di Livorno, con valori massimi del 2%. La presenza di Frazione fine in questi sedimenti indica un basso livello di energia, infatti, in questo tratto di costa, si risente della protezione dei moli del porto di Livorno.

Tra la foce dell'Arno e la foce del Serchio la percentuale di Frazione fine è quasi totalmente assente, mentre raggiunge valori di 0,25% tra la foce del Serchio ed il porto di Viareggio, qui, la presenza della Frazione fine è dovuta al forte accumulo di sedimenti a ridosso del porto.

A nord di Viareggio, in corrispondenza della zona di convergenza, la percentuale di Frazione fine raggiunge valori dello 0,30%, mentre è praticamente assente nel tratto di costa compreso tra Cinquale e Bocca di Magra. La maggiore percentuale di Frazione fine nei sedimenti di battigia può essere messa in relazione con la loro granulometria. Qui, infatti, i sedimenti hanno dimensioni comprese tra 2 e 2,50 phi (*sabbia fine*) ed hanno maggiori capacità di trattenere le particelle più fini di quanto non lo facciano i materiali più grossolani.

Figura 20 - Grafico Percentuale di Frazione fine / Profondità per i 703 campioni analizzati.

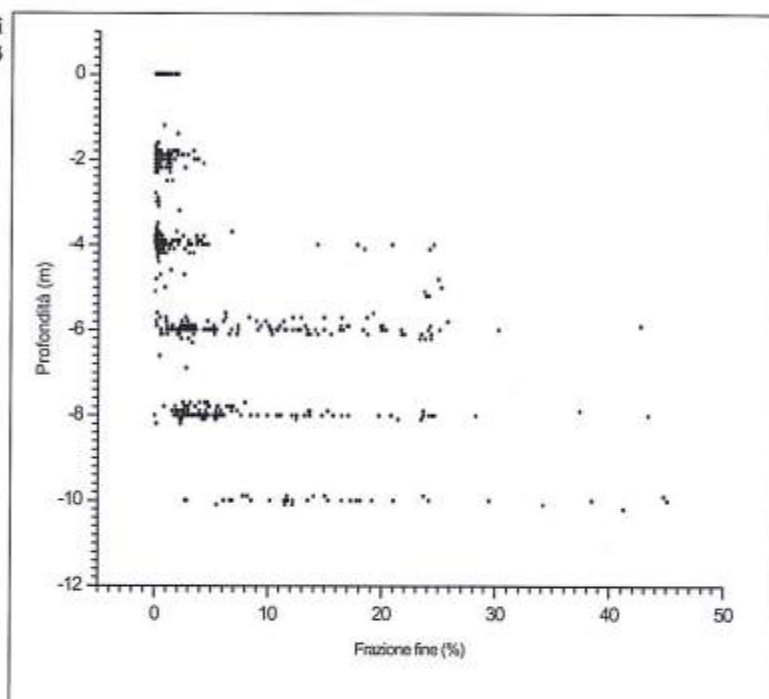
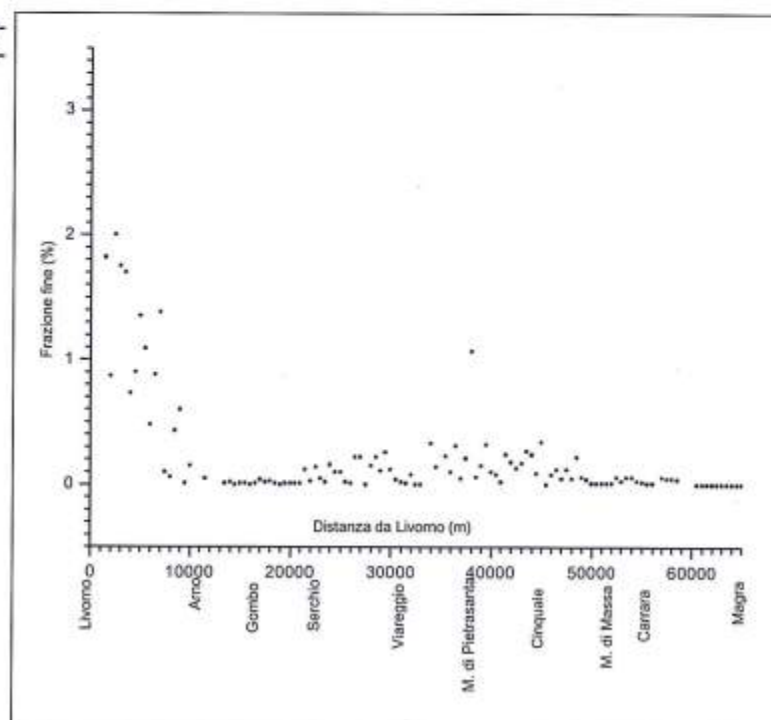


Figura 21 - Andamento della Percentuale di Frazione fine dei sedimenti di battigia lungo il litorale.



Dimensioni del Primo Percentile

Le dimensioni del Primo Percentile dei campioni analizzati variano fra -5,15 e 2,85 phi e mostrano una ovvia correlazione con la profondità di campionamento (Fig. 22), anche se una forte dispersione dei punti è presente sia per i campioni di battigia che per quelli prelevati tra Marina di Ronchi ed il Porto di Carrara (alle profondità di 2 e 4 m) ed a nord del porto di Livorno (alle profondità di 6 e 8 m).

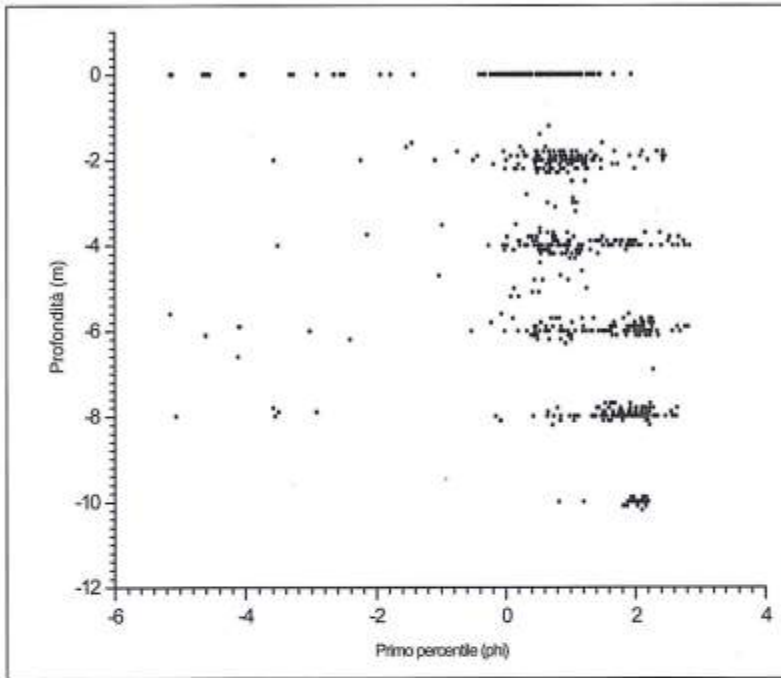


Figura 22 - Grafico Primo Percentile / Profondità per i 703 campioni analizzati.

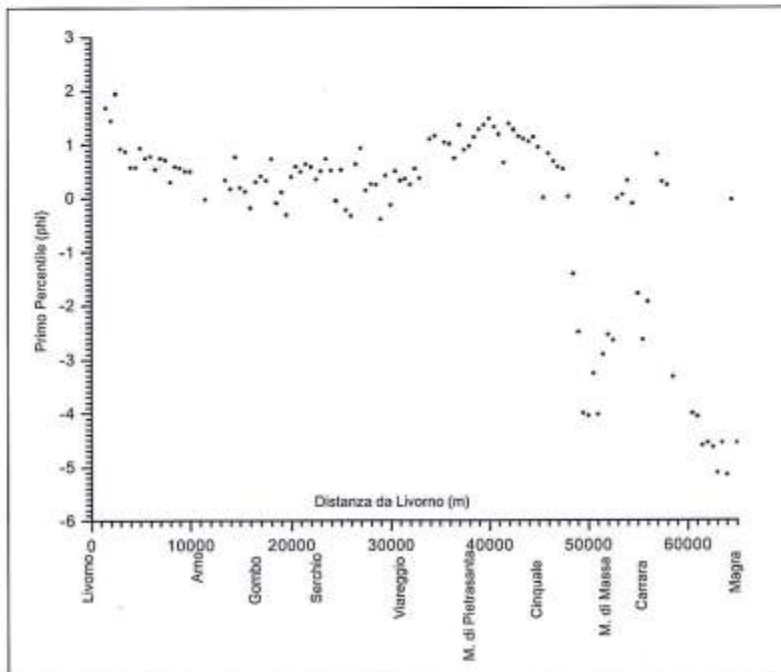


Figura 23 - Andamento delle dimensioni del Primo Percentile dei sedimenti di battigia lungo il litorale.

I campioni prelevati a sud del porto di Carrara presentano questi alti valori delle dimensioni del Primo Percentile molto probabilmente a causa del fatto che in questo tratto di spiaggia sono stati effettuati sporadici ripascimenti che hanno immesso nel sistema una quantità di materiale incompatibile (molto più grossolano) con quello originario e questo ha portato ad un mescolamento di due popolazioni differenti che ora si trovano a convivere nello stesso ambiente e che conferiscono una distribuzione bimodale ai sedimenti a queste profondità (Aminti et al., 1998). L'elevato valore delle dimensioni del Primo Percentile si potrebbe qui anche spiegare con la presenza di materiale grossolano proveniente dal Magra, depositatosi prima della costruzione del porto di Carrara, che costituirebbe oggi un deposito residuale in seguito all'arretramento della linea di riva.

Gli alti valori delle dimensioni del Primo Percentile nei sedimenti a nord del porto di Livorno derivano, come abbiamo già visto, dalla presenza in questo tratto di materiale grossolano proveniente dallo smantellamento delle Secche della Meloria.

I campioni di battigia (Fig. 23) presentano i più alti valori delle dimensioni del I° Percentile (anche -5ϕ) a nord del porto di Marina di Carrara, che blocca il flusso delle frazioni a granulometria maggiore, mentre la zona di convergenza è caratterizzata da valori estremamente alti di questo parametro.

Asimmetria (Sk_i)

I campioni analizzati mostrano valori di Asimmetria compresi fra $-0,91$ e $+0,78$ (da *molto negativi* a *molto positivi* secondo la scala verbale di Folk e Ward, 1957) che non risentono della profondità di campionamento (Fig. 24).

Analizzando i soli campioni di battigia (Fig. 25), nei quali si dovrebbero trovare le caratteristiche rilevate da Friedman (1967) e confermate da Gnaccolini (1968) e Bartolini (1976) su alcune spiagge italiane, ossia una prevalenza di sedimenti con Asimmetria (Sk_i) negativa, si osserva in realtà che su 128 campioni, 60 presentano Asimmetria negativa, con valori compresi tra $-0,66$ e $-0,01$, 3 sono simmetrici e 65 hanno Asimmetria positiva con valori compresi tra $0,02$ e $0,78$. Nessuna correlazione sembra esistere con le caratteristiche morfologiche del litorale, né con la dinamica dei sedimenti evidenziata dagli altri parametri granulometrici.

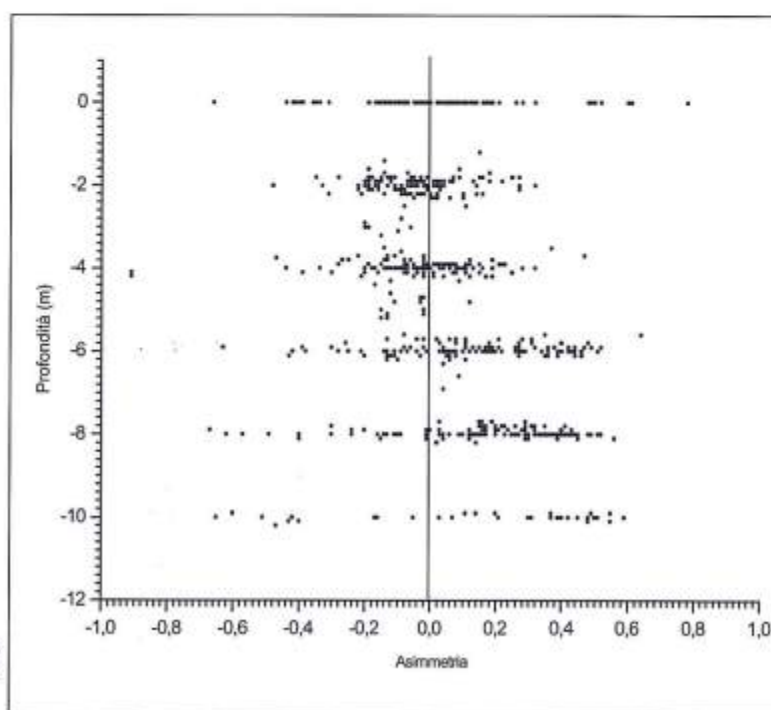


Figura 24 - Grafico Asimmetria (Sk_i)/Profondità per i 703 campioni analizzati.

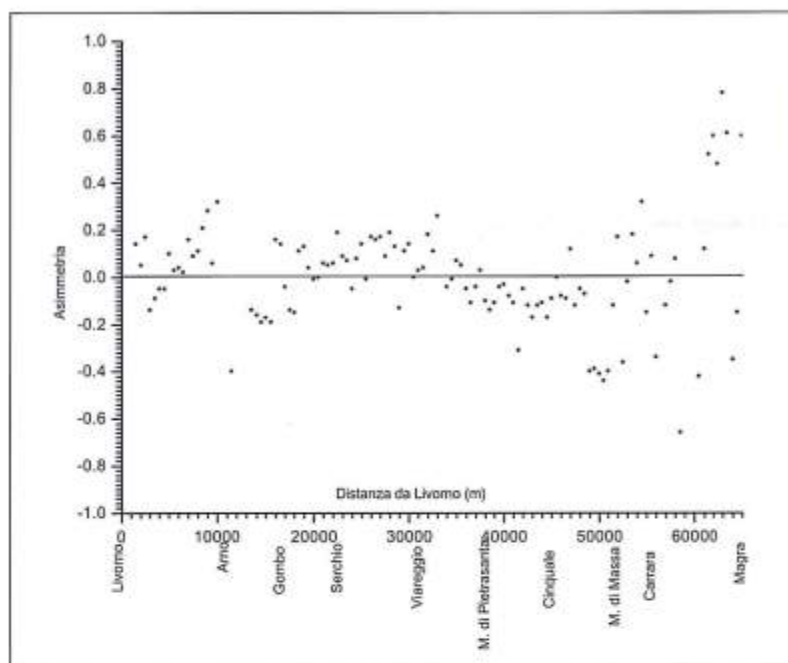


Figura 25 - Andamento della Asimmetria (Sk) dei sedimenti di battigia lungo il litorale.

Conclusioni

Lo studio dell'evoluzione della linea di riva, della morfologia dei fondali e delle caratteristiche granulometriche dei sedimenti di spiaggia emersa e sommersa dell'unità fisiografica delimitata da Punta Bianca, a nord, e dal porto di Livorno, a sud, ha consentito di mettere in evidenza i processi morfologici e sedimentologici in atto, riconoscendo cause naturali ed antropiche che operano sia a scala regionale che a scala locale.

L'intero arco costiero è oggi interessato da un modesto deficit sedimentario che determina un arretramento medio della linea di riva di circa 0,23 metri all'anno. Questo valore può costituire una curiosità puramente giornalistica, ma non rende certo giustizia ai grandi processi in atto, che portano a consistenti erosioni in alcuni tratti e all'espansione della spiaggia in altri. Basti pensare al litorale di Marina di Carrara, accresciutosi in media di ben 44,6 metri (0,77 metri/anno) fra il 1938 e il 1998, mentre sulla vicina spiaggia di Marina di Massa si assisteva ad arretramenti che hanno raggiunto i 106 metri. Processi analoghi sono tutt'ora in atto, sia qui che in altri tratti dell'unità fisiografica, come dimostra l'erosione del litorale di San Rossore (20 metri all'anno fra il 1985 e il 1997) e l'avanzamento della spiaggia che si appoggia al molo di sopraflutto del porto di Viareggio (35,58 metri/anno fra il 1985 e il 1997).

Dei 127 settori, lunghi circa 500 metri ciascuno, in cui è stato suddiviso il litorale, ben 53 risultano in netta erosione, 54 sono in avanzamento e 20 devono essere considerati stabili, dato che lo spostamento della linea di riva rientra fra ± 5 metri, valore che può rappresentare l'errore commesso nell'acquisizione e nell'elaborazione dei dati (Bartolini et al., 1989).

Se l'erosione dei settori adiacenti alla foce dell'Arno e di quelli posti immediatamente a sud della foce del Magra, complessivamente 9 km di litorale, può essere imputata alla riduzione dell'apporto sedimentario di questi due fiumi, l'arretramento della linea di riva a nord di San Rossore e a sud del porto di Carrara, per complessivi 15 km, ha una concausa rilevante nella costruzione di opere a mare, siano esse strutture portuali che di difesa costiera.

L'analisi della morfologia dei fondali, sia per quanto riguarda la loro pendenza che la presenza o meno di un sistema di barre, mostra che essa è strettamente correlata con le tendenze evolutive della linea di riva e con la presenza delle varie strutture costiere. I dati, nel loro complesso, mostrano

anche situazioni geografiche a scala regionale, determinate dall'energia del moto ondoso incidente e dalla presenza di flussi sedimentari convergenti o divergenti.

Questi sono confermati anche dalle caratteristiche granulometriche dei sedimenti di spiaggia emersa e sommersa che consentono di identificare vettori di trasporto *cross-* e *longshore* e l'impatto delle opere antropiche sul flusso sedimentario. Da essi è anche possibile vedere quanto limitati siano oggi gli apporti sedimentari dei fiumi e riconoscere nelle spiagge in erosione le principali fonti di alimentazione dei tratti in avanzamento. Lo studio sedimentologico ha anche contribuito ad una più esatta determinazione della zona di convergenza del *drift* litoraneo, nella quale le caratteristiche granulometriche dei sedimenti e quelle morfologiche dei fondali si distinguono nettamente da quelle che caratterizzano i tratti di litorale interessati da un flusso longitudinale ben determinato.

I risultati di questo studio consentono una nuova visione dell'unità fisiografica, secondo la quale è opportuno ripensare alla funzione delle opere di difesa esistenti e ristrutturarle in modo che esse non favoriscano una dispersione dei sedimenti verso il largo, ma anzi consentano un innalzamento dei fondali antistanti favorendo la dissipazione dell'energia del moto ondoso su di una ampia fascia costiera. Sembrerebbe anche possibile giungere ad una migliore redistribuzione della "risorsa sabbia", sia riducendo l'incremento delle spiagge in avanzamento, che utilizzando queste come "cava di prestito" per le zone che da anni sono state penalizzate dalla presenza di strutture che hanno impedito la loro naturale alimentazione. Il fatto che l'unità fisiografica nel suo complesso non sia colpita da un grave deficit sedimentario consente l'impostazione di una strategia gestionale diversa, che dovrà comunque basarsi su di una convergenza di interessi da parte dei vari soggetti che fino ad oggi hanno visto nell'erosione delle spiagge più un motivo di conflitto che un'occasione di confronto.

Bibliografia

- Aiello E., Bartolini C., Caputo C., D'Alessandro L., Fanucci F., Fierro G., Gnaccolini M., La Monica G.B., Lupia Palmieri E., Piccazzo M. e Pranzini E. (1976) - *Il trasporto litoraneo lungo la costa toscana tra la foce del Fiume Magra ed i Monti dell'Uccellina*. Boll. Soc. Geol. It., 94: 1519-1571.
- Albani D. (1940) - *Le spiagge della Toscana settentrionale dalla foce del fiume Magra ai Monti Livornesi*. In "Ricerche sulle variazioni delle spiagge italiane. II - Le spiagge toscane", C.N.R., Roma, pp. 11-86.
- Aminti P., Cammelli C., Cipriani L.E. e Pranzini E. (2001) - *Evaluating the effectiveness of a submerged groin as soft shore protection*. In "Soft shore protection", Studium of mechanics, University of Patras, Greece. Pp. 151-158.
- Aminti P., Iannotta P. e Pranzini E. (1998) - *Morfodinamica di un sistema costiero intensamente protetto: il litorale di Marina di Massa* - Atti dei Conv. Lincei, 154: 263-270.
- Axe P.G., Ilic S. e Chadwick A.J. (1996) - *Evaluation of beach modelling techniques behind detached breakwaters*. 25th Int. Conf. On Coastal Engineering, ASCE, pp. 2036-2049.
- Bartolini C. (1976a) - *Studies of coastal geomorphology: I - Beach grain size features of the Follonica gulf (Southern Tuscany)* - Boll. Soc. Geol. It. 95: 81-88.
- Bartolini C. (1976b) - *Studies of coastal geomorphology: II - Beach changes related to wind direction and wave steepness and incidence near the town of Follonica (Southern Tuscany)* - Boll. Soc. Geol. It. 95: 89-100 -
- Bartolini C., Cipriani L.E., Pranzini E. e Sargentini M. (1989) - *Caratteristiche geomorfologiche ed evoluzione della linea di riva del litorale toscano e criteri di lettura*. In: "Coste toscane", Regione Toscana, pp. 33-56. Cartografia dell'evoluzione della linea di riva in scala 1:5.000.
- Bowman D. e Pranzini E. (2001) - *Erosion within a segmented detached breakwater. The Gombo case, Tuscany, Italy*. Medcoast 01, 23-27 October 2001, Hammamet, Tunisia. Pp. 1479-1487.
- Cavazza S. (1984) - *Regionalizzazione geomorfologica del trasporto solido in sospensione dei corsi d'acqua tra il Magra e l'Ombrone* - Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A 91: 119-132
- Chiabrera G., Corradi N. e Fierro G. (1980) - *Le barre della spiaggia sottomarina del litorale toscano (classificazione morfogenetica su base aerofotografica e rilievi batimetrici)*. Atti dell'Accademia di Scienze e Lettere, 37: 3-17.

- De Filippi G. (1998) - *Analisi del trasporto sedimentario e stima dell'evoluzione del litorale compreso tra Foce d'Arno ed il Gombo nella situazione attuale e nell'ipotesi di interventi di stabilizzazione*. Regione Toscana, Rapporto inedito.
- Folk R.L. e Ward W.C. (1957) - *Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters*. J. Sedim. Petrol., 27: 3-26.
- Friedman G.M. (1967) - *Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands*. J. Sediment. Petrol. 37: 327-354.
- Gandolfi G. e Paganelli L. (1975) - *Il litorale pisano-versiliese (Area campione Alto Tirreno). Composizione, provenienza e dispersione delle sabbie*. Boll. Soc. Geol. It., 94: 1273-1295.
- Gnaccolini M. (1968) - *Caratteristiche granulometriche di alcuni campioni di sabbie di spiaggia, di dune costiere, di fiume, di ambiente marino epineritico e di arenaria presumibilmente deposte da correnti di torbiditi*. Mem. Soc. Geol. It. 7: 361-378.
- Krumbein W.C. (1934) - *Size frequency distribution of sediments*. J. Sedim. Petrol., 4: 65-77.
- Mazzanti R. e Pasquinucci M. (1983) - *The evolution of the Luni-Pisa coastline (II cent. B.C. - second half of the XIX cent.)*. In: Coastal problems in the Mediterranean Sea, E.C.F. Bird and P. Fabbri Eds, IGU, Commission on Coastal Environment, Bologna 10-14 May 1982.
- Milano V. (1994) - *L'evoluzione e le caratteristiche meteo-marine del litorale compreso tra i porti di Livorno e di Viareggio dal 1864 al 1983*. In "L'evoluzione e la dinamica del litorale prospiciente i bacini dell'Arno e del Serchio e i problemi di erosione della costa". Aut. Di Bacino dell'Arno e del Serchio 3: 53-90.
- Mori (1966) - *Sulle variazioni del litorale della Tenuta di San Rossore e sui lavori di difesa della linea di spiaggia e della pineta*. Atti Conv. per la difesa del litorale pisano. Amm. Prov. Pisa, pp. 110-115.
- Mori A (1956) - *Le variazioni del litorale della Toscana settentrionale* - La Regione 12, 3 pp.
- Noli A. e Franco L. (1989) - *L'evoluzione del litorale pisano: risultati di uno studio con impiego di modelli matematici* - Comune di Pisa.
- Petti M. (1999) - *Studio generale del litorale compreso fra Bocca di Magra e Tirrenia - Studio del trasporto solido potenziale longshore*. Regione Toscana - ARPAT, PIN Centro Studi Ingegneria, rel. Inedita, 42 pp.
- Pranzini E. (1983) - *Studi di morfologia costiera: IX. L'erosione del delta dell'Arno*. Quad. Museo St. Nat. di Livorno, 4: 7-18.
- Pranzini E. (1989) - *A model for cusped river delta erosion*. 6th Symp. on Coastal and Ocean Management/ASCE. Charleston, SC. Coastal Zone '89. 4345-4357.
- Pranzini E. (1994) - *Bilancio sedimentario ed evoluzione storica delle spiagge*. Il Quaternario, 7: 197-204.
- Pranzini E. (1995) - *Cause naturali ed antropiche nelle variazioni del bilancio sedimentario dei litorali*. Mem. Riv. Geogr. It., N.s. 1: 47-62.
- Pranzini E. (2001) - *Updrift river mouth migration on cusped deltas: two examples from the coast of Tuscany (Italy)*. Geomorphology, 1-2: 125-132.
- Pranzini E. e Rossi L. (1995) - *A new Bruun-Rule-based model: an application to the Tuscany coast, Italy*. MEDCOAST'95. 24-27 Ottobre 1995, Tarragona, Spagna. Pp. 1145-1159.
- Pranzini E. e Saggiocco T. (1994) - *Attuali tendenze evolutive e caratteristiche sedimentologiche del delta dell'Arno*. In "L'evoluzione e la dinamica del litorale prospiciente i bacini dell'Arno e del Serchio e i problemi di erosione della costa". Aut. di Bacino dell'Arno e del Serchio 3: 90-108.
- Rapetti F. e Vittorini S. (1974) - *Osservazioni sulle variazioni dell'ala destra del Delta dell'Arno*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Serie A, 81:25-88.
- Short A.D. (1999) - *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. Wiley, New York. Pp. 379.
- Short A.D. e Aagaard T. (1993) - *Single and multi-bar beach change models*. J. Coastal Research, Special issue, 15: 141-157.
- Silvester R. e Hsu J.R.C. (1993) - *Coastal stabilization: Innovation concepts*. Prentice Hall, New Jersey, 578 pp.
- Tongiorgi M. e Vittorini S. (1983) - *Nuovi dati di osservazione sulla spiaggia campione di S. Rossore (Pisa)*. Atti. Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. Serie A, 149 pp.

- Toniolo (1910) - *Sulle variazioni di spiaggia a foce d'Arno (Marina di Pisa) dalla fine del sec. XVIII ai nostri giorni*. Tip. Municipale Pisa, pp. 94
- Toniolo (1927) - *Le variazioni storiche del litorale toscano tra l'Arno e la Magra*. Atti X Congr. Geogr. It., Milano, 314-330.
- Vittorini S. (1979) - *Variazioni della linea di costa al Gombo (Litorale Pisano)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. Serie A, 84: 91-103.

Manoscritto ricevuto il 14/7/2001, accettato il 12/12/2001.

Appendice 1 - Spostamento medio (m) della linea di riva nei 127 settori in cui è stato diviso il litorale per i vari intervalli di tempo considerati.

Settore	1938-1954	1954-1967	1967-1978	1978-1985	1985-1997-98	1938-1997-98
1	-14,66	14,66	204,90	/	14,51	219,41
2	3,23	-3,23	106,12	/	40,86	146,98
3	13,76	-13,76	37,13	/	-24,43	12,71
4	3,92	4,36	12,53	1,45	-26,43	-4,17
5	10,59	32,57	-18,66	11,17	-16,93	18,74
6	18,72	26,99	-12,33	4,80	-7,68	30,50
7	26,42	3,12	-14,21	4,54	2,58	22,45
8	26,91	4,64	-8,77	-8,69	3,29	17,38
9	21,35	12,61	-7,84	-10,77	-3,06	12,28
10	19,89	12,42	-8,39	-5,72	-2,19	16,01
11	12,11	14,55	-2,23	-8,03	-0,60	15,81
12	5,26	16,59	5,68	-1,82	-1,41	24,29
13	8,81	14,19	17,59	-0,47	6,93	47,05
14	16,92	12,76	13,63	-3,16	22,42	62,56
15	16,32	1,54	12,30	-0,03	-2,80	27,33
16	23,78	-4,34	3,67	0,99	-2,37	21,73
17	31,70	-7,47	-6,59	-1,81	1,52	17,36
18	32,04	-14,21	-12,08	-3,73	-13,49	-11,47
19	1,12	-29,32	-8,74	0,04	-23,05	-59,95
20	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
21	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
22	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
23	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
24	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
25	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
26	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
27	-178,30	-77,56	-86,50	-6,69	-115,05	-464,10
28	-171,18	-103,90	-106,65	2,89	-75,56	-454,39
29	-128,73	-116,56	-55,35	-22,94	-72,41	-395,99
30	-24,73	-136,41	-0,21	-13,92	-53,88	-229,14
31	-28,39	-119,13	48,27	-23,63	-55,19	-178,07
32	-44,36	-83,14	19,43	-12,34	-28,19	-148,60
33	-37,56	-56,14	12,23	-13,68	15,01	-80,13
34	-16,34	-31,11	15,58	-1,78	33,09	-0,57
35	-3,37	-33,41	8,49	-17,60	69,98	24,09
36	29,17	-62,46	-63,98	-14,08	-50,93	-162,28
37	10,80	-60,20	-34,91	-9,02	-54,83	-148,16
38	4,39	-34,61	-21,11	3,39	-32,75	-80,69
39	-44,19	-20,81	-44,54	-0,82	-65,36	-175,72
40	-8,43	-51,19	-36,70	-8,47	-64,55	-169,34
41	6,33	-17,17	-50,19	-28,38	-45,82	-135,23
42	5,27	13,20	-70,57	-15,12	-35,48	-102,70
43	6,49	-11,12	-18,43	-42,33	-36,72	-102,12
44	17,99	-30,24	-3,69	-21,79	-41,60	-79,33

45	23,94	-38,20	-22,32	5,82	-43,36	-74,11
46	18,47	-16,44	-12,19	15,74	-62,39	-56,81
47	35,50	-8,60	8,52	15,42	-74,90	-24,06
48	68,51	-27,91	12,22	-23,75	-11,10	17,96
49	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio
50	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio
51	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio
52	26,15	19,78	12,50	-2,40	13,90	69,92
53	33,90	-0,50	59,91	5,38	11,44	110,12
54	27,09	19,75	26,16	21,64	18,43	113,07
55	47,99	18,65	21,98	20,82	-6,76	102,68
56	46,66	-0,45	31,16	43,50	-8,11	112,76
57	8,77	29,43	34,55	34,81	6,57	114,14
58	37,53	36,14	36,30	31,06	19,00	160,02
59	63,77	21,78	28,42	36,87	59,20	210,05
60	80,19	29,21	28,47	39,97	31,98	209,82
61	100,10	39,13	38,73	17,46	35,65	231,07
62	91,43	39,38	45,03	17,02	52,54	245,39
63	99,39	49,84	52,37	14,27	51,12	266,99
64	115,13	51,30	57,50	8,57	45,39	277,88
65	109,69	51,03	55,53	19,44	34,97	270,67
66	112,96	40,65	76,20	9,58	19,43	258,81
67	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
68	18,88	-20,57	30,95	26,13	16,23	71,62
69	46,76	-25,88	11,50	15,65	23,08	71,10
70	38,70	-8,18	-5,64	26,31	13,32	64,51
71	23,95	5,17	-5,94	22,13	14,54	59,84
72	18,28	4,99	13,94	8,16	11,00	56,37
73	10,08	14,46	9,52	9,65	13,66	57,37
74	16,05	6,48	18,82	7,49	10,61	59,46
75	16,85	7,29	14,75	8,08	10,42	57,39
76	18,54	3,28	15,46	0,02	28,25	65,55
77	23,51	-0,23	20,84	3,68	27,44	75,24
78	20,22	8,11	20,92	6,35	23,05	78,65
79	23,33	5,18	23,67	11,22	17,99	81,38
80	33,08	11,16	24,11	18,58	14,56	101,49
81	38,61	11,59	22,79	13,24	8,42	94,65
82	32,09	5,40	29,19	13,10	9,78	89,57
83	36,03	4,50	24,88	11,35	13,06	89,81
84	29,54	1,26	24,00	6,12	13,43	74,34
85	31,96	-0,34	28,01	2,94	7,38	69,95
86	25,25	10,75	20,28	10,89	10,79	77,97
87	28,15	6,95	27,02	5,17	14,14	81,43
88	24,86	11,20	16,07	13,13	11,44	76,69
89	23,91	13,00	15,38	20,76	6,47	79,52
90	21,62	9,02	27,00	13,32	5,25	76,21
91	19,25	15,53	11,95	16,68	4,92	68,33

92	16,73	11,21	19,94	9,85	-2,61	55,13
93	30,18	3,28	11,63	11,81	-0,94	55,95
94	28,72	-2,75	14,32	11,47	-3,16	48,60
95	26,30	3,82	14,85	4,32	0,58	49,88
96	33,98	-4,42	19,66	8,10	-10,85	46,47
97	34,47	-0,87	20,66	6,28	-6,93	53,62
98	41,04	10,70	15,25	7,65	7,32	81,96
99	37,99	7,60	23,34	-0,84	-4,15	63,93
100	41,24	3,49	22,91	-1,94	30,55	33,15
101	47,34	-3,94	-2,82	-2,82	-49,12	-11,36
102	41,22	5,89	-5,60	-5,60	-58,34	-22,44
103	31,69	1,48	-24,42	-24,42	-57,66	-73,33
104	17,79	-4,92	-42,59	-42,59	-31,71	-104,02
105	13,74	-18,79	-16,82	-16,82	9,66	-29,05
106	0,17	-26,03	8,11	8,11	22,18	12,54
107	-35,00	-34,81	15,60	15,60	23,92	-14,69
108	-56,32	-44,32	24,63	24,63	10,43	-40,94
109	-83,45	-42,65	12,93	12,93	2,82	-97,41
110	-106,67	5,08	3,44	-5,01	0,50	-102,67
111	-92,87	-7,54	-6,38	/	/	-106,79
112	-55,14	-10,21	0,38	8,21	-4,43	-61,19
113	-73,21	22,93	-2,67	21,16	-2,78	-34,57
114	-60,64	-1,47	24,81	-18,81	-1,48	-57,59
115	-8,71	-9,83	-5,92	0,00	0,00	-24,46
116	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
117	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
118	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
119	47,91	21,09	8,83	5,62	6,20	89,64
120	44,32	14,60	5,54	16,77	-2,60	78,63
121	22,15	7,57	20,46	3,38	-9,63	43,91
122	7,88	1,01	14,85	-7,58	-7,00	9,16
123	0,74	9,03	9,57	-16,55	-7,14	-4,35
124	1,44	12,85	3,60	-20,41	9,21	6,68
125	-7,00	-6,34	-5,72	-30,06	46,95	-2,17
126	-9,85	-0,12	-28,83	Dati mancanti	Dati mancanti	23,23
127	1,98	-11,91	5,52	Dati mancanti	Dati mancanti	21,13

Appendice 2 - Tasso di spostamento medio (m/anno) della linea di riva nei 127 settori in cui è stato diviso il litorale per i vari intervalli di tempo considerati.

Settore	1938-'54	1954-'67	1967-'78	1978-'85	1985-'97/'98	1938-'97/'98
1	-14,66	14,66	204,90	/	14,51	219,41
2	3,23	-3,23	106,12	/	40,86	146,98
3	13,76	-13,76	37,13	/	-24,43	12,71
4	3,92	4,36	12,53	1,45	-26,43	-4,17
5	10,59	32,57	-18,66	11,17	-16,93	18,74
6	18,72	26,99	-12,33	4,80	-7,68	30,50
7	26,42	3,12	-14,21	4,54	2,58	22,45
8	26,91	4,64	-8,77	-8,69	3,29	17,38
9	21,35	12,61	-7,84	-10,77	-3,06	12,28
10	19,89	12,42	-8,39	-5,72	-2,19	16,01
11	12,11	14,55	-2,23	-8,03	-0,60	15,81
12	5,26	16,59	5,68	-1,82	-1,41	24,29
13	8,81	14,19	17,59	-0,47	6,93	47,05
14	16,92	12,76	13,63	-3,16	22,42	62,56
15	16,32	1,54	12,30	-0,03	-2,80	27,33
16	23,78	-4,34	3,67	0,99	-2,37	21,73
17	31,70	-7,47	-6,59	-1,81	1,52	17,36
18	32,04	-14,21	-12,08	-3,73	-13,49	-11,47
19	1,12	-29,32	-8,74	0,04	-23,05	-59,95
20	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
21	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
22	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
23	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
24	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
25	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
26	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
27	-178,30	-77,56	-86,50	-6,69	-115,05	-464,10
28	-171,18	-103,90	-106,65	2,89	-75,56	-454,39
29	-128,73	-116,56	-55,35	-22,94	-72,41	-395,99
30	-24,73	-136,41	-0,21	-13,92	-53,88	-229,14
31	-28,39	-119,13	48,27	-23,63	-55,19	-178,07
32	-44,36	-83,14	19,43	-12,34	-28,19	-148,60
33	-37,56	-56,14	12,23	-13,68	15,01	-80,13
34	-16,34	-31,11	15,58	-1,78	33,09	-0,57
35	-3,37	-33,41	8,49	-17,60	69,98	24,09
36	29,17	-62,46	-63,98	-14,08	-50,93	-162,28
37	10,80	-60,20	-34,91	-9,02	-54,83	-148,16
38	4,39	-34,61	-21,11	3,39	-32,75	-80,69
39	-44,19	-20,81	-44,54	-0,82	-65,36	-175,72
40	-8,43	-51,19	-36,70	-8,47	-64,55	-169,34
41	6,33	-17,17	-50,19	-28,38	-45,82	-135,23
42	5,27	13,20	-70,57	-15,12	-35,48	-102,70
43	6,49	-11,12	-18,43	-42,33	-36,72	-102,12
44	17,99	-30,24	-3,69	-21,79	-41,60	-79,33
45	23,94	-38,20	-22,32	5,82	-43,36	-74,11
46	18,47	-16,44	-12,19	15,74	-62,39	-56,81

47	35,50	-8,60	8,52	15,42	-74,90	-24,06
48	68,51	-27,91	12,22	-23,75	-11,10	17,96
49	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio
50	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio
51	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio	Foce Serchio
52	26,15	19,78	12,50	-2,40	13,90	69,92
53	33,90	-0,50	59,91	5,38	11,44	110,12
54	27,09	19,75	26,16	21,64	18,43	113,07
55	47,99	18,65	21,98	20,82	-6,76	102,68
56	46,66	-0,45	31,16	43,50	-8,11	112,76
57	8,77	29,43	34,55	34,81	6,57	114,14
58	37,53	36,14	36,30	31,06	19,00	160,02
59	63,77	21,78	28,42	36,87	59,20	210,05
60	80,19	29,21	28,47	39,97	31,98	209,82
61	100,10	39,13	38,73	17,46	35,65	231,07
62	91,43	39,38	45,03	17,02	52,54	245,39
63	99,39	49,84	52,37	14,27	51,12	266,99
64	115,13	51,30	57,50	8,57	45,39	277,88
65	109,69	51,03	55,53	19,44	34,97	270,67
66	112,96	40,65	76,20	9,58	19,43	258,81
67	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
68	18,88	-20,57	30,95	26,13	16,23	71,62
69	46,76	-25,88	11,50	15,65	23,08	71,10
70	38,70	-8,18	-5,64	26,31	13,32	64,51
71	23,95	5,17	-5,94	22,13	14,54	59,84
72	18,28	4,99	13,94	8,16	11,00	56,37
73	10,08	14,46	9,52	9,65	13,66	57,37
74	16,05	6,48	18,82	7,49	10,61	59,46
75	16,85	7,29	14,75	8,08	10,42	57,39
76	18,54	3,28	15,46	0,02	28,25	65,55
77	23,51	-0,23	20,84	3,68	27,44	75,24
78	20,22	8,11	20,92	6,35	23,05	78,65
79	23,33	5,18	23,67	11,22	17,99	81,38
80	33,08	11,16	24,11	18,58	14,56	101,49
81	38,61	11,59	22,79	13,24	8,42	94,65
82	32,09	5,40	29,19	13,10	9,78	89,57
83	36,03	4,50	24,88	11,35	13,06	89,81
84	29,54	1,26	24,00	6,12	13,43	74,34
85	31,96	-0,34	28,01	2,94	7,38	69,95
86	25,25	10,75	20,28	10,89	10,79	77,97
87	28,15	6,95	27,02	5,17	14,14	81,43
88	24,86	11,20	16,07	13,13	11,44	76,69
89	23,91	13,00	15,38	20,76	6,47	79,52
90	21,62	9,02	27,00	13,32	5,25	76,21
91	19,25	15,53	11,95	16,68	4,92	68,33
92	16,73	11,21	19,94	9,85	-2,61	55,13
93	30,18	3,28	11,63	11,81	-0,94	55,95
94	28,72	-2,75	14,32	11,47	-3,16	48,60
95	26,30	3,82	14,85	4,32	0,58	49,88

96	33,98	-4,42	19,66	8,10	-10,85	46,47
97	34,47	-0,87	20,66	6,28	-6,93	53,62
98	41,04	10,70	15,25	7,65	7,32	81,96
99	37,99	7,60	23,34	-0,84	-4,15	63,93
100	41,24	3,49	22,91	-1,94	30,55	33,15
101	47,34	-3,94	-2,82	-2,82	-49,12	-11,36
102	41,22	5,89	-5,60	-5,60	-58,34	-22,44
103	31,69	1,48	-24,42	-24,42	-57,66	-73,33
104	17,79	-4,92	-42,59	-42,59	-31,71	-104,02
105	13,74	-18,79	-16,82	-16,82	9,66	-29,05
106	0,17	-26,03	8,11	8,11	22,18	12,54
107	-35,00	-34,81	15,60	15,60	23,92	-14,69
108	-56,32	-44,32	24,63	24,63	10,43	-40,94
109	-83,45	-42,65	12,93	12,93	2,82	-97,41
110	-106,67	5,08	3,44	-5,01	0,50	-102,67
111	-92,87	-7,54	-6,38	/	/	-106,79
112	-55,14	-10,21	0,38	8,21	-4,43	-61,19
113	-73,21	22,93	-2,67	21,16	-2,78	-34,57
114	-60,64	-1,47	24,81	-18,81	-1,48	-57,59
115	-8,71	-9,83	-5,92	0,00	0,00	-24,46
116	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
117	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
118	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere	Scogliere
119	47,91	21,09	8,83	5,62	6,20	89,64
120	44,32	14,60	5,54	16,77	-2,60	78,63
121	22,15	7,57	20,46	3,38	-9,63	43,91
122	7,88	1,01	14,85	-7,58	-7,00	9,16
123	0,74	9,03	9,57	-16,55	-7,14	-4,35
124	1,44	12,85	3,60	-20,41	9,21	6,68
125	-7,00	-6,34	-5,72	-30,06	46,95	-2,17
126	-9,85	-0,12	-28,83	Dati mancanti	Dati mancanti	23,23
127	1,98	-11,91	5,52	Dati mancanti	Dati mancanti	21,13

Studi morfologici ed evolutivi della fascia costiera della Versilia (Toscana) come indicatori nella valutazione della vulnerabilità

Tesi di laurea di: Sara Benetti

Relatore: Claudia Romagnoli

Correlatore: Francesco Immordino

Università degli Studi di Bologna, Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali, Corso di Laurea in Scienze Ambientali - Anno Accademico 1999-2000.

La tesi di laurea, svolta presso l'ENEA di Bologna, si è inserita nell'ambito del progetto europeo TEMRAP (The European Multi-hazard Risk Assessment Project). Gli obiettivi del lavoro di tesi sono stati essenzialmente due:

- 1) Identificare le principali dinamiche presenti nella fascia costiera della Versilia e del suo entroterra, con particolare riguardo alla valutazione della vulnerabilità dell'area;
- 2) Sperimentare l'efficacia osservativa di alcuni "geoindicatori" di riferimento, che possono prestarsi ad una valutazione qualitativa e speditiva dello stato della costa e all'individuazione dei potenziali rischi costieri.

A tale scopo è stata fatta un'ampia raccolta bibliografica di dati sul territorio, che ha permesso di delinearne le principali caratteristiche geologiche, morfologiche, idrogeologiche, sedimentologiche e del regime meteo-marino. Particolare dettaglio si è dedicato poi alla fenomenologia e all'impatto sul territorio dell'evento alluvionale che ha interessato la zona nel giugno 1996. I dati raccolti sono stati integrati da osservazioni originali ottenute mediante verifiche sul terreno, campionamenti diretti e tecniche d'analisi d'immagine.

Le spiagge dell'area versiliana sono soggette ad un forte impatto antropico. Un profilo naturale di spiaggia non è in pratica mai rilevabile, dato che questa è periodicamente spianata, sia in inverno per rimuovere i detriti portati dalle mareggiate, sia in estate dai proprietari degli stabilimenti balneari. Per quanto riguarda l'evoluzione della linea di riva, la spiaggia ha mostrato nell'ultimo secolo un generale avanzamento, ma si è osservata una riduzione dei tassi da 1,41 m/anno per il periodo 1978-85 a 0,59 m/anno per il periodo 85-97.

Uno dei problemi che la Versilia deve periodicamente affrontare è quello delle alluvioni: ve ne sono state ben 16, con tracimazioni più o meno estese, tra il 1902 e il 1996. Spesso il fiume rompe gli argini in corrispondenza di quella che è chiamata "Rotta di San Bartolomeo", dove fu deviato in epoca storica in direzione opposta a quella del suo paleoalveo naturale. Questo è ciò che si è verificato anche il 19 giugno 1996, quando una disastrosa piena, provocata da ingenti precipitazioni distribuite su un'area molto ristretta, e da fenomeni erosivi e franosi avvenuti nella zona montana del bacino, ha seminato danni lungo tutto il corso del fiume straripando poi alla Rotta e allagando buona parte della piana costiera.

Una successiva fase del lavoro è stata la caratterizzazione tessiturale a livello qualitativo del bacino fluviale. L'analisi dei dati ha mostrato che il letto fluviale del torrente Vezza (che in pianura prende il nome di fiume Versilia) presenta una tessitura caratterizzata da granulometrie molto grossolane ed eterogenee, caratteristiche dei torrenti montani; inol-

tre é presente una componente fine pelitico-sabbiosa, presumibilmente legata ai fenomeni franosi del 1996.

Per la caratterizzazione tessiturale della zona costiera sono stati prelevati campioni nella spiaggia emersa e sommersa in anni e stagioni diversi. Si é evidenziata una sostanziale omogeneità nei campioni, sia tra quelli dello stesso anno che tra quelli di anni diversi. Essi presentano tutti distribuzioni molto simili, concentrate nella zona delle sabbie medie e fini, con una buona classazione, tipica delle sabbie litorali. L'area di studio inoltre mostra granulometrie più fini rispetto alle zone limitrofe di Forte dei Marmi a nord e del fiume Serchio a sud; la percentuale di sabbia fine poi aumenta dagli estremi dell'area verso il centro, raggiungendo valori superiori al 90%. Ciò é in accordo con gli schemi di circolazione noti per questo tratto di litorale, che prevedono una convergenza delle correnti proprio in questa zona.

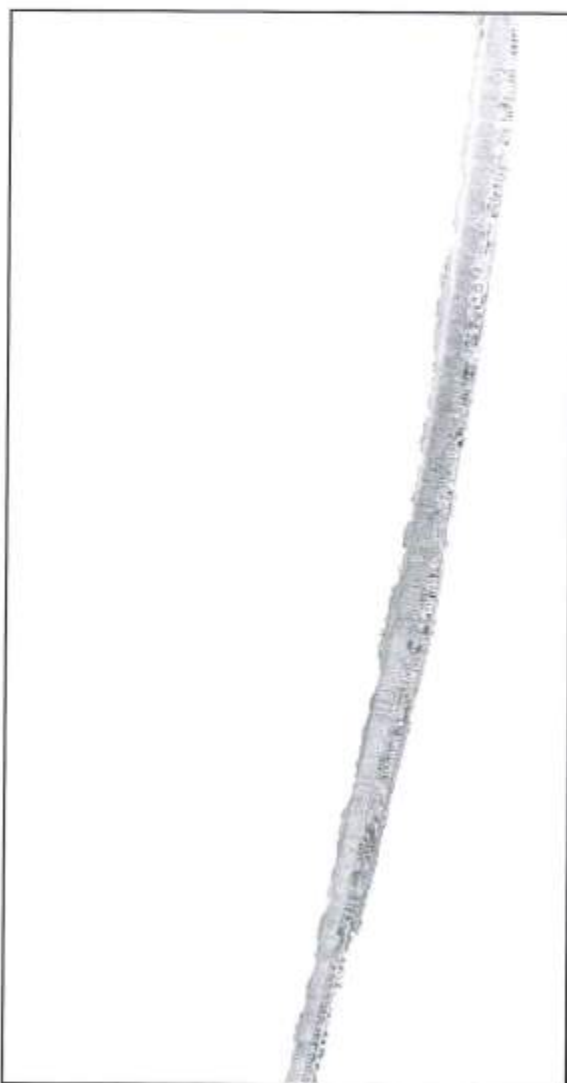


Figura 1 - L'elaborazione mostra la segmentazione dell' "oggetto spiaggia".



Figura 2 - L'elaborazione mostra la distribuzione dell'urbanizzazione, la notevole antropizzazione della spiaggia, il treno d'onda e la zona dei frangenti.

Una parte rilevante del lavoro di tesi è stata l'applicazione di tecniche di analisi d'immagine a foto aeree della Versilia digitalizzate. Queste tecniche hanno permesso di evidenziare ed isolare alcune caratteristiche geomorfologiche e antropiche del tratto di costa: la spiaggia (Fig. 1), la zona di frangenza e parte del treno d'onda, la distribuzione delle aree verdi e l'uso del territorio, sia nella zona di spiaggia che nella piana costiera (Fig. 2). Tramite le elaborazioni si è mostrato come l'analisi d'immagine, grazie alla sua velocità, facilità d'esecuzione e ripetibilità, possa essere un potente strumento per la definizione delle caratteristiche naturali ed antropiche di un territorio.

I dati raccolti sono poi serviti nell'ambito della valutazione della vulnerabilità della fascia costiera. Uno degli approcci usati è stato quello che utilizza i geoindicatori come variabili ambientali utili alla determinazione e al monitoraggio dello stato della costa. Si è evidenziato come la Versilia sia attualmente soggetta ad un rischio moderato riguardo ai processi d'origine marina, anche perché i dati meteomarini storici mostrano una bassissima frequenza di eventi molto intensi. La ricostruzione storica degli eventi che hanno interessato la zona mostra inoltre come la Versilia sia altamente vulnerabile ai fenomeni alluvionali che si ripresentano con frequenza inferiore ai 10 anni, spesso interessando buona parte della piana costiera. Il fatto che l'area sia principalmente costituita da una fitta rete di paleoalvei, da aree umide e palustri bonificate, con un'elevazione s.l.m. inferiore ai 2 m, la rende per altro particolarmente vulnerabile all'alluvionamento. E' inoltre assente una fascia di dune e di vegetazione, che potrebbe funzionare come barriera protettiva dell'entroterra nel caso di tempeste o mareggiate e, la duna in particolare, come riserva di materiale per la spiaggia. Anche il tasso d'innalzamento relativo del mare, che per la zona è superiore ai 2 mm/anno, può aumentare la vulnerabilità dell'area. Nel medio-lungo termine, inoltre, l'eventuale inversione del trend d'avanzamento della linea di riva, associata all'acuirsi di eventi naturali estremi o ad un calo dell'apporto fluviale per cause antropogeniche, potrebbe portare ad un ulteriore incremento della vulnerabilità della fascia costiera.

Interventi futuri per far fronte a questo quadro dovrebbero, da un lato, cercare di mantenere la stabilità della linea di costa e, dall'altro, cercare di prevenire gli effetti disastrosi di futuri eventi alluvionali. E' però abbastanza chiara la difficoltà di intervenire su di un'area così intensamente urbanizzata che impedisce di trovare valvole di sfogo alle eventuali piene del fiume, se non tramite l'allagamento di zone che fungano da casse di espansione del fiume, ma attualmente destinate ad usi agricoli e ricreativi.

Elaborazione e interpretazione di dati telerilevati per la ricostruzione dell'evoluzione olocenica del delta dell'Arno

Tesi di laurea di: **Minja Kukavcic**

Relatore: **Enzo Pranzini**

Correlatori: **Sandro Moretti e Gaia Righini**

Università degli Studi di Firenze, Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali, Corso di Laurea in Scienze Naturali - Anno Accademico 2000-2001.

La tesi si è posta come obiettivo la ricostruzione dell'evoluzione olocenica della pianura costiera-compresa fra Livorno e Viareggio, con particolare riferimento alle varie fasi di accrezione e di erosione che hanno caratterizzato il delta dell'Arno negli ultimi 2500 anni.

A tale scopo sono state utilizzate fotografie aeree di un volo del maggio del 1993 con pellicola infra-rosso falso colore (IRFC) a cui sono state affiancate immagini satellitari Ikonos-2 del giugno 2000 e Landsat Thematic Mapper relative a 3 passaggi del 1991.



Mentre i primi due set di dati sono caratterizzati da un'alta risoluzione al suolo (4 m) che rendono le immagini di notevole qualità per gli scopi del presente lavoro, le immagini Landsat sono penalizzate da una risoluzione di 30 m.

La scelta di un volo realizzato con pellicola IRFC è stata fatta sulla base della necessità di effettuare una buona classificazione dei diversi tipi di copertura vegetale, che costituiscono un elemento diagnostico per la discriminazione fra cordoni sabbiosi e bassi interdunali, altrimenti non riconoscibili a causa proprio dell'intensa copertura vegetale. Le foto aeree sono state acquisite in digitale tramite scanner e georeferenziate sulla base della cartografia raster al 5.000 e poi integrate con quella al 10.000, entrambe della Regione Toscana. Le singole immagini sono state poi mosaicate e sottoposte ad elaborazione digitale per uniformarne colore e luminosità.

Anche le immagini Ikonos multispettrali, con dimensioni del pixel al suolo di 4 metri, sono state georeferenziate sulla stessa base cartografica e sottoposte ad elaborazioni digitali, quali gli *stretch* e l'equalizzazione delle singole bande, la formazione di vari composite, l'Analisi delle Componenti Principali e la creazione di una mappa della densità di vegetazione (NDVI).

Cordoni sabbiosi del delta dell'Arno tracciati sull'immagine dell'NDVI prodotta dai dati Ikonos-2 del giugno 2000.

A simile trattamento sono state sottoposte le immagini Landsat TM, che, per la loro scarsa risoluzione (30 m), sono state utilizzate solo per un'analisi di tipo regionale dell'area di studio.

Sui vari documenti prodotti si è poi proceduto ad una fotointerpretazione a monitor mirata al riconoscimento dei vari cordoni di sabbia (*dune*, *foredune* e *beach-ridge*) che costituiscono il delta dell'Arno. Sono state mappate anche le zone umide ed i paleovalvei dell'Arno e del Serchio nella zona di delta. Il lavoro è stato accompagnato da frequenti controlli in campagna.

L'analisi dell'andamento dei cordoni sabbiosi e dei loro rapporti reciproci, supportata anche dallo studio dello spettro di potenza prodotto dalla Trasformata di Fourier (FFT), ha permesso di ricostruire le varie fasi di crescita e di erosione del delta, nonché le traumatiche trasformazioni indotte dalla deviazione artificiale dell'asta terminale operata nel 1606.

L'analisi multitemporale ha consentito anche di mettere in evidenza variazioni morfologiche significative intervenute nei sette anni coperti dalle immagini a più alta risoluzione (1993 - 2000). In particolare si è potuto stimare l'erosione della spiaggia posta immediatamente a nord di Bocca d'Arno e osservare la scomparsa di uno dei tomboli che collegano la costa alle scogliere di difesa del Gombo. Marginalmente, si è potuto anche osservare come il rapido processo erosivo abbia determinato la perdita e il degrado di una ampia fascia di vegetazione costiera.

Valutazione dell'impatto di un pennello riflettente sulla dinamica dei sedimenti del Golfo di Campo (Isola d'Elba)

Tesi di laurea di: Solveig R. Steinhardt

Relatore: Enzo Pranzini

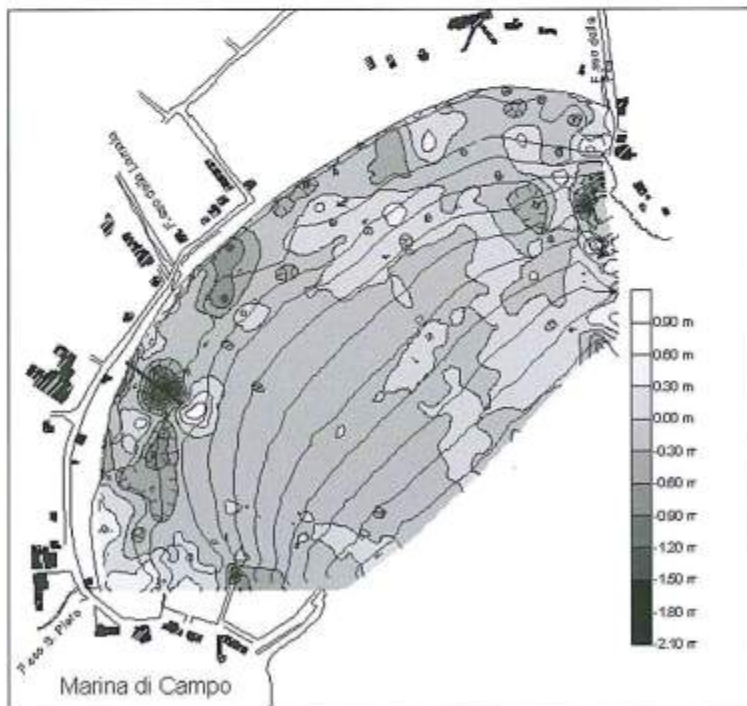
Correlatore: Pierluigi Aminti

Università degli Studi di Firenze, Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali, Corso di Laurea in Scienze Naturali - Anno Accademico 2000-2001.

La dinamica sedimentaria della spiaggia del Golfo di Campo (Isola d'Elba) è stata influenzata, negli ultimi anni, dalla costruzione di una diga foranea sul lato meridionale dell'insenatura. Questa struttura ha causato una rotazione della spiaggia che ha portato ad un arretramento della sua parte settentrionale e ad un avanzamento di quella meridionale, con conseguente insabbiamento dell'area portuale e riduzione della sua agibilità. Anche l'attività turistica locale ha subito danni, in quanto la superficie della spiaggia si è complessivamente ridotta.

Diversi studi sono stati effettuati al fine di comprendere la dinamica della spiaggia e di proporre interventi di difesa. In attesa del nuovo piano regolatore, sulla base del quale dovrebbe venire realizzato un molo di sottoflutto, è stato costruito un pennello riflettente per bloccare il flusso sedimentario verso il settore meridionale del Golfo.

Per valutare l'efficacia dell'intervento è stato attuato un monitoraggio, nell'ambito del quale sono state effettuate tre campagne di rilievi batimetrici e cinque rilievi della linea di riva, oltre a due campagne di prelievo di campioni di sedimenti di battigia e di spiaggia sommersa.



Variazione altimetrica subita dai fondali del Golfo di Campo a seguito della costruzione del pennello (1997-1999).

I rilievi sono stati utilizzati sia per produrre una carta dell'evoluzione della linea di riva da cui derivare le variazioni areali della spiaggia emersa, che per realizzare carte batimetriche, il cui confronto ha permesso di valutare il bilancio sedimentario della spiaggia sommersa.

I dati sedimentologici, relativi a ciascuna campagna, sono stati sintetizzati in 8 carte della distribuzione dei parametri granulometrici di Folk e Ward (1957), dal cui confronto è stato possibile valutare l'evoluzione sedimentologica della spiaggia. I dati sono stati inoltre utilizzati per ottenere indicazioni sulle possibili direzioni di trasporto dei sedimenti -utilizzando il metodo di Gao e Collins (1992)- e per studiare l'interazione del setto con il trasporto litoraneo.

I rilievi e le campagne coprono un arco di tempo che va dal Giugno 1997 (8 mesi prima della messa in opera del pennello) al Gennaio 2000 (22 mesi dopo).

Dalle analisi è emerso che il pennello sembra aver reagito come sperato. Si è infatti registrata una sensibile diminuzione dell'insabbiamento nell'area portuale, nonché una espansione della spiaggia nei settori centrale ed orientale, prima interessati da erosione. Il pennello sembra stabilizzare le *rip current* che si formano durante le mareggiate più intense, impedendone la migrazione lungo riva ed esaltandone quindi gli effetti morfologici e sedimentologici.

MEDCOAST's Hammamet Declaration

The Fifth International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, MEDCOAST 01, 23 - 27 October 2001, Hammamet - Tunisia, was organised in collaboration with two Tunisian institutions namely; the Agency for Coastal Protection and Planning and National Institute of Marine Science and Technology. The conference was honoured by the presence and address of the Minister of Environment and Territorial Management in the Opening Session. One hundred and sixty seven participants of the conference, representing twenty eight countries, in appreciation of the generous support provided by the Tunisian Government to the organisation of the conference, and;

- Being aware of uniqueness of the Mediterranean and the Black Sea coastal environment, the importance of the coastal areas as the melting pots of the cultures of the people in the riparian states, and the significant role of these areas in the economical development of the countries, and the wealth of the populations;
- Noting the long-lasting efforts of the Mediterranean countries under the framework of the UNEP's Mediterranean Action Plan (MAP) for regional collaboration with the aim of improving the environmental and ecological conditions of the Mediterranean and its coastal areas, and the positive impact of the Rio Conference on the widening of the MAP's vision and perspective with the start of the second phase in 1995;
- Supporting the creation of the Mediterranean Commission on Sustainable Development (MCSD) as an advisory institution to observe and guide, where possible, the regional collaboration that impact the sustainable development efforts in the Mediterranean countries, but being concerned by the significant overlap of the MCSD with the traditional MAP system;
- Witnessing with concern the delays in the establishment of an effective mechanism for collaboration of the Black Sea countries since 1997 in solving the regional and national coastal and marine issues despite of the favourable environment created and foundation laid out by the Black Sea Environmental Program, and being worried for the insufficient co-ordination of various individual projects initiated thereafter;
- Observing that the anthropogenic pressure for fast development of coastal and marine resources, especially in the southern and eastern countries, often result in un-recoverable, important losses, despite the increased efforts towards better coastal and marine management in many countries of the Mediterranean and the Black Sea;

Unanimously agree to bring out the following observations and recommendations to the attention of the national and international institutions dealing with coastal and marine issues, as well as of the public:

1. Collaboration over the Mediterranean and the Black Sea basins should be extended beyond the intergovernmental programs. Creation and functioning of decentralised networks aiming cooperative efforts to improve coastal and marine management practices should be encouraged by the international programs and donor institutions. In this context, the Mediterranean programs of the European Union, which created a significant momentum in the region for decentralised co-operation in the first half of the 1990's, should be revitalised, and similar programs

for the Black Sea should be initiated. Instruments should be designed to substantiate the interaction of the Mediterranean and the Black Sea networks.

2. Inter-governmental co-operation over the Mediterranean and Black Sea basins must be expanded beyond the level of the environmental ministries, as it is presently achieved by the MAP system. Intergovernmental collaboration over the important regional issues, such as tourism development and management, fisheries, marine transportation of dangerous products and of refugees, must be effectively institutionalised. Independent Mediterranean and Black Sea inter-governmental institutions should be created for the collaborative management of these regional issues. At the same time, all Mediterranean countries are invited to ratify all protocols that have been already enacted within the MAP system.
3. Tourism, being the most important economical use of the coastal and marine areas in the Mediterranean and having a good potential for development in the Black Sea, and thus providing great development pressures on pristine and ecologically sensitive sites in particular, and on the environment and resources in general, needs to be managed more effectively at the regional scale. Creation of the *Mediterranean Tourism Organisation* as an intergovernmental institution would facilitate information and experience sharing among the riparian countries on one hand, and development of regional policies, guidelines and agreements for minimising the tourism related impacts on the other. One such policy could be implementing schemes for "tourist contribution" at the regional scale and using the money collected for improvement of the coastal environment and for restoration of the pressured ecosystems.
4. The pristine coastal and marine sites, that possess important ecological, cultural and aesthetic values should be protected against development, and should be left aside for the benefit of the future Mediterranean and Black Sea communities. The northern countries, by using the available and new international mechanisms, should provide resources to the southern countries for management and protection of such sites, in addition to compensation for the opportunity cost of conservation.
5. Development of tools and techniques for coastal and marine management and generation of the essential data and information should be promoted. Collaboration of basin wide scientific institutions through the existing or to be created networks should be encouraged. Especially, collaboration of the northern and southern scientific institutions in well designed regional research and monitoring programs should be supported. The scope of the Short and Medium Action Plan (SMAP) of the European Union should be widened to cover such scientific and monitoring projects of regional networks for providing funding on a competitive basis. Preparation of the *Mediterranean Coastal Atlas* is an important example for such collaborative regional projects

The synergy among the programs of the intergovernmental institutions, such as the UNEP's MAP and UNESCO's IOC, and the regional efforts of decentralised scientific and professional networks should be improved. The international programs should benefit to the maximum capacity from the capabilities and efforts that exist at the regional scale. Such collaborative efforts and task sharing will produce not only higher quality products, but will be significantly cost effective as well. The capabilities of MEDCOAST, being the most developed regional network for research, human capacity development and information sharing in the Mediterranean and the Black Sea, and of other similar organisations, should be fully utilised by the intergovernmental programs. The scientific meetings and training courses, which have been organised by MEDCOAST over a decade, provide significant opportunities for enhancing the inter-governmental programs dealing with coastal and marine management. Such events should be effectively utilised and financially supported by the inter-governmental institutions.