



Localizzazione della linea di riva, in spiagge sabbiose stabili,  
considerando le fluttuazioni da onde e maree

GIORGIO MANNO

Università degli Studi di Palermo

febbraio 2012

*Settore Scientifico Disciplinare ICAR/02 (GEO/05)*

***In copertina:** quadro di Jacob Philipp Hackert. I faraglioni di Acitrezza 1793  
Caserta, Palazzo Reale.*



*“Sai cos’è bello qui? Guarda: noi camminiamo, lasciamo tutte quelle orme sulla sabbia, e loro restano lì precise, ordinate. Ma domani, ti alzerai, guarderai questa grande spiaggia e non ci sarà più nulla, un’orma, un segno qualsiasi, niente. Il mare cancella, di notte. La marea nasconde. È come se noi non fossimo mai esistiti. Se c’è un luogo, al mondo, in cui puoi pensare di essere nulla, quel luogo è qui. Non è più terra non è ancora mare. Non è vita falsa non è vita vera. È tempo. Tempo che passa. È basta.”*

*Alessandro Baricco - Oceano mare 1993*



# Riconoscimenti

É difficile in poche righe ricordare tutte le persone che, a vario titolo, hanno contribuito a rendere così ricchi di esperienza questi ultimi anni.

Rivolgo un sincero ringraziamento al Prof Giuseppe Ciruolo, mio tutor nel presente lavoro di ricerca, per la stima che mi ha mostrato in questi anni e per gli stimoli intellettuali con i quali ha sempre “motivato” la mia curiosità. Ringrazio anche il co-tutor Prof. Vincenzo Liguori, che si è mostrato sempre presente e disponibile con i suoi acuti suggerimenti rivelatisi sempre preziosi.

Un ringraziamento particolare va al Professor Giovanni Battista Ferreri che insegnandomi l’Idraulica mi ha anche trasmesso il modo di osservare e comprendere i fenomeni fisici secondo una visione ingegneristica. Maestro di Scienze e di Vita, in questi anni mi è stato sempre vicino offrendomi pareri e suggerimenti, regalandomi la sua amicizia.

Ringrazio inoltre l’Istituto Idrografico della Marina e il Centro Nazionale di Meteorologia e Climatologia Aeronautica (Servizio Climatologia e Documentazione) per avermi concesso rispettivamente i dati batimetrici e i dati anemometrici relativi al tratto di costa oggetto della tesi. La mia riconoscenza va anche i colleghi di topografia che mi hanno aiutato nello svolgimento delle misure topografiche.

Voglio esprimere gratitudine a tutti coloro con cui ho condiviso questo percorso formativo. In particolare i miei “colleggi” del XXIII Ciclo di Dottorato, Fabio Caltabiano, Marco Capodici, Antonino Fortunato, Francesco Lo Conti e Marco Sinagra. Un ringraziamento va anche ai miei compagni di stanza la cui vicinanza e collaborazione ha reso più gradevoli questi anni: Giovanni Corato, Vincenzo Sammartano, Pamela Fabio e Alida Cosenza. Un pensiero affettuoso va alla mia amica dott.ssa Alba Abbate per avermi consigliato e aiutato durante la mia esperienza universitaria. Ringrazio inoltre anche all’Ing. Luciano Ortoleva che mi ha aiutato a risolvere i dubbi riguardanti la statistica degli eventi estremi.

Un grazie colmo di sincero affetto va ad un amico e un professionista l’Ing. Carlo Lo Re il quale con il suo supporto derivante dalle sue estese competenze tecniche e la sua preziosa collaborazione, ha consentito lo svolgimento dell’intera attività di ricerca. Carlo ha trasformato il mio periodo di dottorato in momenti privilegiati nei quali poter ragionare sui fenomeni di dinamica costiera.

Infine grazie alla mia famiglia perché è a lei che devo il privilegio dello studio che mi ha donato. Ai miei genitori per aver contribuito fortemente a formare quella parte del mio carattere che mi ha permesso di raggiungere, nonostante le difficoltà, traguardi importanti della mia vita e mia sorella sempre pronta a sostenermi nei momenti più difficili.

*Giorgio Manno*





# Sommario

La linea di riva è definita come la linea di contatto tra la superficie del mare e la terra. La posizione della linea di riva muta continuamente nel tempo a causa della natura dinamica dei livelli idrici presenti in prossimità del litorale, come onde e maree. La variabilità della linea di riva e le tendenze evolutive dei litorali, sono state e sono tuttora oggetto di numerose ricerche, svolte sia a breve sia a lungo termine. Le continue modifiche dei litorali dipendono da diverse cause: i cambiamenti dovuti alle variazioni del livello idrico (per es. onde, tsunami, maree, innalzamento del livello del mare) e le modifiche geomorfologiche (es. la formazione di barre, cuspidi, ecc.). Per tali ragioni, conoscere come cambia nel tempo la posizione della linea di riva, diventa importante per la progettazione e la pianificazione costiera, per la suddivisione di tali aree in zone a rischio, per la distinzione delle aree demaniali da quelle private e l'applicazione di modelli morfodinamici di previsione (analisi erosione-deposito). Individuare la posizione della linea di riva significa anche ottenere informazioni sui cambiamenti che essa ha subito sia a causa della presenza di opere marittime (pennelli, barriere frangiflutto, porti, ecc.), sia a causa delle stesse modifiche che subisce la spiaggia. A quanto detto va aggiunto che identificare la posizione della linea di riva è utile anche a quantificare, in termini di forma e volume, le modifiche subite da una spiaggia. Per tutte queste ragioni la posizione della linea di riva è il più comune indicatore geomorfologico nella aree costiere.

Abitualmente, la linea di riva viene identificata attraverso l'uso di immagini aeree ed utilizzata per la ricostruzione dell'evoluzione storica dei litorali. Tuttavia, le informazioni estratte da tali immagini, descrivendo il confine istantaneo acqua-terra, garantiscono l'individuazione della linea di riva esclusivamente come limite asciutto/bagnato presente al momento della ripresa, senza fornire alcuna indicazione riguardo alle condizioni medie.

In questa tesi è stato proposto un nuovo metodo multidisciplinare che permette di identificare la posizione della linea di riva, mediante l'utilizzo di immagini aeree, considerando però gli effetti che il moto ondoso e le maree hanno sulla posizione della stessa (gli effetti del trasporto solido e delle correnti sono stati trascurati). L'applicazione di questo metodo ha implicato l'uso di diverse tecniche di differenti discipline, integrandole allo scopo di facilitare il posizionamento del limite cercato. Fasi peculiari nel metodo messo a punto sono, lo studio topografico-geomorfologico e lo studio idraulico. Sebbene i rilievi geologico-geomorfologico siano stati essenzialmente descrittivi, essi sono risultati complementari e funzionali allo studio idraulico. La conoscenza delle caratteristiche geomorfologiche della spiaggia e delle fluttuazioni del livello idrico superficiale (onde e maree), garantisce infatti un livello di accuratezza maggiore nella stima della linea di riva. La natura dinamica della linea di riva, infatti suggerisce che questo confine acqua/terra non può essere identificato attraverso una singola linea ma da una fascia a causa delle continue oscillazioni.

Il metodo è stato applicato ad una spiaggia in equilibrio geomorfologico del Mediterraneo ricadente nella costa occidentale della Sicilia. Lo studio geomorfologico ha descritto fisicamente la spiaggia emersa e sommersa: a) identificando i morfotipi, b) caratterizzando la granulometria e la composizione dei sedimenti e c) ricostruendo i profili.

Lo studio idraulico è stato svolto in quattro fasi: 1) reperimento dei dati di onde e maree, 2) individuazione della mareggiata “ordinaria” e della fluttuazione mareale, 3) propagazione del moto ondoso da largo fino ad acque basse e 4) calcolo del run-up. Per prendere in considerazione gli effetti delle onde sulla posizione della linea di riva, è stato considerato il concetto di mareggiata “ordinaria”, citato dalla Corte di Cassazione (Sez., Un., 02/05/1962, n.849) che definisce Lido quella “porzione di riva che non solo è a contatto diretto con le acque del mare, ma ne resta coperto dalle ordinarie mareggiate”. Per ricavare i parametri della mareggiata ordinaria è stato condotto uno studio statistico degli eventi estremi attraverso il metodo delle mareggiate triangolari equivalenti (m.t.e.). Per confrontare i risultati è stata svolta anche un’analisi statistica dei massimi valori usando la classica legge di Weibull (direzionale e omnidirezionale). Entrambe le analisi hanno dato come risultato le altezze d’onda significative per tempo di ritorno di un anno, considerate in questo studio come rappresentative delle condizioni di “mareggiata ordinaria”.

Una volta note le altezze d’onda significative, per ciascuna direzione di provenienza, è stato utilizzato un modello di propagazione del moto ondoso (SWAN - Simulating Waves Nearshore). Il modello ha calcolato i cambiamenti dei parametri d’onda nella propagazione da largo a sotto costa.

I dati così ottenuti sono stati utilizzati per il calcolo del run-up, assunto come la massima elevazione verticale del livello medio marino, rispetto al livello di quiete. Infine l’analisi dell’influenza sul posizionamento della linea di riva legata alle maree astronomiche, è stata condotta prendendo come riferimento una serie di dati mareografici relativi al periodo compreso tra 1999 e il 2009.

Concluso lo studio idraulico e note le oscillazioni mareali e delle onde è stata definita una fascia di incertezza attorno alla linea individuata dalle immagini aeree. La striscia di spiaggia, delimitata utilizzando il concetto di “mareggiata ordinaria di tempo di ritorno pari a un anno”, ha suggerito che tale area appartiene statisticamente più al mare che alla terra.

Ulteriori miglioramenti possono essere introdotti in futuro per tenere conto degli effetti del trasporto dei sedimenti, delle correnti e delle modifiche dei fondali in termini di batimetria.

# Abstract

The shoreline is defined as the contact line between the land and sea surface. Due to the dynamic nature of water levels at the coastal boundary, such as waves and tides, the shoreline position incessantly changes in time. The shoreline variability and coastal trends have been the main object of several researches and it is the main target of this thesis. The continuous changing of shoreline position depends on several causes: that due to the hydrodynamic (e.g. waves, tsunami, tides, sea level rise, storm surge) and geomorphological change (e.g. barrier island formation, spit development). Consequently, the exact understanding of shoreline dynamic is important for a wide range of coastal studies such as: a) management and planning of coastal zones, b) hazard mapping, c) defining the exact boundary between state and private owned areas and d) for conceptual or predictive modelling of coastal morphodynamics (erosion-accretion analysis). Moreover, the location of the shoreline can provide information about shoreline changes due to man-made structures (groins, breakwaters, harbors, ecc.) and about beaches dynamic (shape and volume). The aforementioned elements are useful to quantify rates of change in time. For all these reasons the shoreline position is the most common morphologic indicator of coastal areas.

Usually, the shoreline is positioned by means of aerial images interpretation and then the evolution in time is obtained by a time series images analysis. However, the shoreline position extracted from aerial images only represents the wet/dry line that describes the instantaneous land-water boundary at the instant of the acquisition without providing any information concerning to the “normal” or “average” conditions.

In this thesis a novel multidisciplinary method which allows the estimation of the shoreline position by means of remotely sensed images, considering the effects of waves and tides, has been proposed. The application of this method involves several techniques used in other disciplines which were integrated in order to trace the shoreline. The key steps of the proposed method involve the topographic-geomorphic and hydraulic studies. Even if the geological and the geomorphological survey were mainly descriptive, they are functional to the hydraulic study.

The understanding of the geomorphological characteristics and the surface water level fluctuations (waves and tides), provides a greater level of accuracy for shoreline positioning. In fact the dynamic nature of the shoreline suggests that this water-land boundary cannot be defined as a single line but it has to be positioned within a strip.

The method has been applied to a Mediterranean beach located in the western Sicily. This beach is geomorphologically in equilibrium as demonstrated by the geomorphological study and by the physical description of the submerged and emerged beach. Physical characteristics description has been completed with the size and composition of sediments analysis. Moreover, the beach profiles and their average slopes were also obtained.

The hydraulic study was divided into four steps: 1) wave and tide data collection, 2) identification of “ordinary” sea storm and tides fluctuation, 3) propagation of waves from offshore to nearshore and 4) run-up computation. In order to take into account the wave effects on the shoreline position during one year, the concept of “ordinary” sea storm was used. As defined by the Italian law the shoreline (“lido” in Italian), is the beach zone in contact with the sea and covered by water during an “ordinary” sea storm. In this study 1 year return period was considered as representative of “ordinary” conditions (as reported in the Italian juridical definition - Corte di Cassazione, Sez., Un., 02/05/1962, n.849).

In order to evaluate the parameters of a “ordinary” sea storm, a statistic analysis of extreme events has been performed. This analysis was carried out using the concept of “equivalent triangular storm” (e.t.s.). The e.t.s. results were compared with the application of directional and omni-directional Weibull probability density functions on the wave data. Both analyses produced similar results and they gave the significant wave height for each return period considered. Once the significant wave heights and the associated return periods for each wind sector were known, a propagation model (SWAN - Simulating Waves Nearshore), was used to calculate height and period changes of a wave propagating from offshore to nearshore. The outputs obtained were used for the run-up calculation. To calculate the run-up two different approaches were used: an empirical formula and a Boussinesq fully non linear numerical model with a new lagrangian shoreline boundary condition. Finally in order to identify the shoreline position, the sea level fluctuations due to astronomical influences have to be taken into account. For this reason a tide analysis was performed using tide observations collected during last decade. Once known the wave and tidal fluctuations a strip of uncertainty around the aerial image detected shoreline has been defined. The beach strip determined using the “one year return period ordinary sea storm concept” suggests that this area belongs more to the sea than to the land. Further analyses have to be carried out in order to take also into account the sediment transport, currents and morphological deformation (bathymetry) in time.

# Indice

<b>INTRODUZIONE .....</b>	<b>5</b>
1.1 Contesto e rilevanza applicativa.....	5
1.2 La linea di riva e le sue definizioni.....	10
1.3 La linea di riva: normativa e demanio marittimo .....	12
1.4 Il metodo adottato .....	15
1.5 Articolazione del lavoro .....	16
<b>IDRODINAMICA COSTIERA .....</b>	<b>19</b>
2.1 Generalità .....	19
2.2 Il processo di generazione delle onde.....	20
2.3 Le onde regolari .....	23
2.4 Le onde irregolari.....	25
2.5 La rifrazione .....	28
2.6 Lo shoaling.....	30
2.7 Il frangimento.....	33
2.8 Il <i>run-up</i> sulle spiagge.....	39
2.9 Le misure strumentali.....	41
<b>GEOMORFOLOGIA COSTIERA .....</b>	<b>45</b>
3.1 L'ambiente costiero.....	45
3.2 La classificazione delle coste .....	47
3.3 Le spiagge .....	49
3.4 Nomenclatura del profilo trasversale della spiaggia.....	51
3.5 Caratteristiche sedimentologiche .....	56
3.6 Le dune.....	57
<b>LE MAREE .....</b>	<b>59</b>
4.1 La marea astronomica .....	59
4.2 L'analisi armonica.....	62
4.3 Le maree meteorologiche .....	67
4.4 Le misure mareografiche.....	68
4.5 La posizione della linea di riva e il livello mareale.....	69

<b>DETERMINAZIONE DELLA POSIZIONE DELLA LINEA DI RIVA .....</b>	<b>73</b>
5.1 Tecniche d'identificazione della posizione della linea di riva: studi precedenti .	73
5.2 Il <i>run-up</i> sulle spiagge.....	82
5.3 Tecniche di rilievo della spiaggia emersa e sommersa .....	92
5.3.1 Il rilievo topografico diretto.....	93
5.3.2 Il <i>Global Positioning System (GPS)</i> .....	94
5.3.3 Il rilievo aerofotogrammetrico.....	94
5.3.4 <i>Laser scanner terrestre</i> .....	95
5.3.5 <i>LIDAR</i> aviotrasportato.....	96
5.3.6 <i>Interferometria SAR</i> .....	96
5.3.7 I video sistemi.....	97
5.3.8 Il <i>sea-sled</i> .....	98
5.3.9 <i>L'ecoscandaglio</i> .....	99
5.3.10 <i>Ecoscandaglio multi raggio (multi beam)</i> .....	99
5.3.11 Il <i>LIDAR</i> marino ( <i>ALB</i> ).....	100
<b>IL METODO ADOTTATO.....</b>	<b>103</b>
6.1 La raccolta dei dati cartografici.....	103
6.2 I dati per la ricostruzione del moto ondoso .....	104
6.3 Identificazione del <i>fetch</i> geografico e del <i>fetch</i> efficace .....	105
6.4 La trasposizione dei dati ondametrici.....	107
6.5 Il rilievo topografico della spiaggia .....	108
6.6 Caratteristiche sedimentologiche della spiaggia .....	110
6.7 Studio degli eventi estremi.....	112
6.7.1 <i>Analisi omnidirezionale Weibull e tempo di ritorno di <math>H_s</math></i> .....	113
6.7.2 <i>Analisi direzionale Weibull e tempo di ritorno di <math>H_s</math></i> .....	114
6.7.3 <i>Le mareggiate triangolari equivalenti (m.t.e.)</i> .....	118
6.7.4 <i>Il mare equivalente</i> .....	120
6.7.5 <i>Durata media delle m.t.e. e tempo di ritorno</i> .....	121
6.7.6 <i>Analisi omnidirezionale e tempo di ritorno di <math>H_s</math> con le m.t.e.</i> .....	122
6.7.7 <i>Analisi direzionale e tempo di ritorno di <math>H_s</math> con le m.t.e.</i> .....	122
6.8 Propagazione del moto ondoso .....	123
6.8.1 <i>Il modello spettrale SWAN</i> .....	124
6.9 Il calcolo del <i>run-up</i> sulla spiaggia .....	128
6.9.1 <i>La formula empirica di Nielsen e Hanslow</i> .....	128
6.9.2 <i>Il modello alla Boussinesq</i> .....	129
6.10 Azione delle maree.....	132

<b>CASO STUDIO: LA SPIAGGIA DI LIDO SIGNORINO.....</b>	<b>135</b>
7.1 Ambiente fisico .....	135
7.2 Geologia .....	138
7.3 Geomorfologia .....	143
7.4 Topografia della spiaggia .....	151
7.5 Analisi dei sedimenti .....	156
7.6 Analisi diacronica.....	159
7.7 Il paraggio costiero.....	163
7.8 Le mareggiate ordinarie .....	165
7.9 Il modello SWAN .....	168
7.10 Il <i>run-up</i> sulla spiaggia di Lido Signorino .....	171
7.11 Il valore della marea.....	173
7.12 La fascia d'incertezza.....	179
<b>CONCLUSIONI .....</b>	<b>185</b>
<b>BIBLIOGRAFIA .....</b>	<b>187</b>
<b>ELENCO DEI SIMBOLI.....</b>	<b>197</b>
<b>ELENCO DELLE FIGURE .....</b>	<b>201</b>
<b>ELENCO DELLE TABELLE .....</b>	<b>207</b>





# Capitolo 1

## Introduzione

### 1.1 Contesto e rilevanza applicativa

Il termine *costa* è sinonimo del lemma *riva*, e con esso si indica una striscia di terra emersa a contatto con il mare. L'etimologia della parola *costa* è incerta, ma la sua derivazione dal latino *cōsta* letteralmente anche *fianco*, fa riflettere sul significato e sull'analogia dei due termini. Infatti è frequente il significato di declivio, pendio di un monte, molto diffuso nelle lingue romanze e di cui si trova un esempio antico, *costa de monte* (anno 944), citato dal DEI (Dizionario Etimologico Italiano). Un particolare tipo di costa è la *spiaggia*, termine derivato dal latino *plaga* che identifica quella parte di costa bassa, costituita da materiali incoerenti provenienti da alluvioni o dall'erosione delle vicine coste rocciose, che l'ondazione ritmica ridistribuisce su terreni di lieve pendenza.

Il termine spiaggia è spesso associato a quello di *lido* (*lito*, 1300-13, Dante; lido: XIV sec. Valerio Massimo) che in senso scientifico è quella striscia di terra pianeggiante a contatto diretto, nel suo limite esterno, con le acque del mare. Con la stessa parola, in senso giuridico, si intende “quella porzione di riva che non solo è a contatto diretto con le acque del mare, ma ne resta coperto dalle ordinarie mareggiate” (Corte di Cassazione, Sez. Un., 2 maggio 1962 n.849).

L'altro termine che spesso si utilizza per indicare questa porzione di territorio è il già citato *riva* (dal latino *rīpa*) che significa estrema porzione di terra che limita le acque di un mare, un lago, un fiume, o un ruscello. In questa accezione il termine è attestato già alla fine del XIII sec. nel Novellino. Già in Dante prende il significato più moderno di *spiaggia* o *litorale* (1300-1013). Nella Divina Commedia compare molte volte il termine *rīpa* con il significato sia di pendio che di costa, come sinonimo di *sponda*, cioè zona di terra che limita una distesa di acque o un corso d'acqua: spiaggia o *costa de mare*:

“uscito fuor del pelago a la riva” (*If I 23*) “tratto m'hanno del mar dell'amor torto e del dritto m'han posto a la riva” (*Pd XXVI 63*).

In senso tecnico, con riferimento al mare, il termine *riva* si usa nei casi in cui la zona terminale sia bassa e pianeggiante, di facile approdo, anche se sistemata con manufatti portuali (Treccani). Il limite di separazione fra terra e acqua è costituito quindi dalla *linea di riva*, che ha una posizione temporanea e mutevole, secondo le oscillazioni della superficie marina dovute alle onde e alle maree.

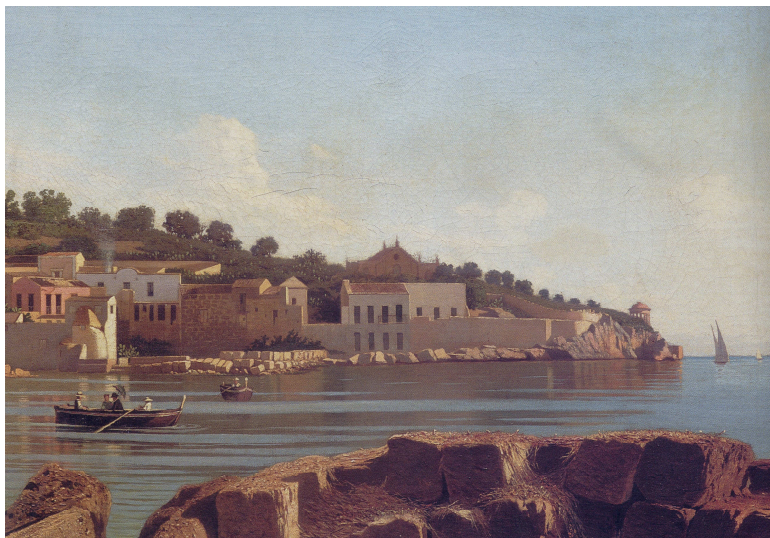
Nella storia le zone costiere hanno rappresentato degli importanti poli di sviluppo della civiltà. La possibilità di usare il mare allo scopo di attuare scambi commerciali e l'abbondante disponibilità di alimenti ricavati dalle acque costiere, ad elevata produttività, hanno incoraggiato e favorito lo sviluppo di numerosi insediamenti. Il Mediterraneo per la sua posizione tra Africa, Asia ed Europa, per la facilità delle comunicazioni e dei rapporti fra le popolazioni costiere, è stato senza dubbio, scenario spettatore e protagonista di numerosi eventi storici decisivi: dall'età neolitica sino ai giorni nostri, intere civiltà vennero alla luce e fiorirono intorno a questo mare e si scontrarono su di esso. Ciò è stato scritto anche dal grande storico Fernand Braudel:

*“le vie marittime erano percorse da navi che trasportavano materie prime, prodotti agricoli come l’olio ed il vino, oggetti d’arte ma anche uomini spinti dallo spirito di conquista, semplici viaggiatori oppure pellegrini che veicolavano merci, conoscenze, sapere, esperienze oppure fede”*

Già nella remota preistoria troviamo la prova che i contatti marittimi hanno contraddistinto da sempre la vita delle società mediterranee. Tra le prime materie a diventare oggetto di scambio, anche a vasto raggio, vi fu l'ossidiana, particolarmente ricercata per la sua duttilità ed efficacia nella manifattura di strumenti. La società neolitica, divenendo parzialmente dipendente da questo singolare 'vetro vulcanico', ne apprezzò a tal punto le doti che ne ricercò le fonti, anche se lontane dai luoghi di utilizzazione, e ne sfruttò i giacimenti, facendo viaggiare l'ossidiana per centinaia di chilometri, principalmente per mare. Si crearono così le prime rotte marittime di approvvigionamento che possiamo definire "commerciali". Per le nascenti società neolitiche il mare e le coste non sono, dunque, per nulla un ostacolo, bensì un formidabile veicolo di comunicazione che ne agevola le capacità produttive, ne favorisce i contatti e le induce alla scoperta di nuove terre da colonizzare. Per tali ragioni ben presto nacquero delle contese per la supremazia sul mare fra Greci e Fenici. Tali contrasti, tuttavia, lasciarono il posto, nei primi secoli del I millennio A.C., a delle vere e proprie *partnership* commerciali, come nel caso della fondazione dell'emporio di *Pithekoussa* a Ischia. Ma la storia assegna ai Fenici il primato nella gestione delle rotte commerciali mediterranee grazie alle loro abilità cantieristiche, di navigazione e di commercio.

È utile evocare la ricchezza culturale prodotta dall'incontro di queste antiche civiltà ricordando la circolazione nel Medioevo degli uomini e delle idee. Nelle prestigiose università, da Toledo a Padova, da Bologna a Parigi, da Napoli a Louvain, da Salamanca a Cracovia, la corrispondenza scritta e gli scambi di idee avvenivano nelle due maggiori lingue dell'epoca: l'arabo ed il latino. L'arabo era allora la lingua della filosofia, degli eruditi e degli scienziati dell'Occidente.

Avvicinandoci a tempi a noi più prossimi, va ricordata l'importanza che la famiglia Florio diede alle coste siciliane con le sue industrie. Intorno al 1830, infatti, uno dei settori che appariva suscettibile di maggiore sviluppo con conseguenze positive per



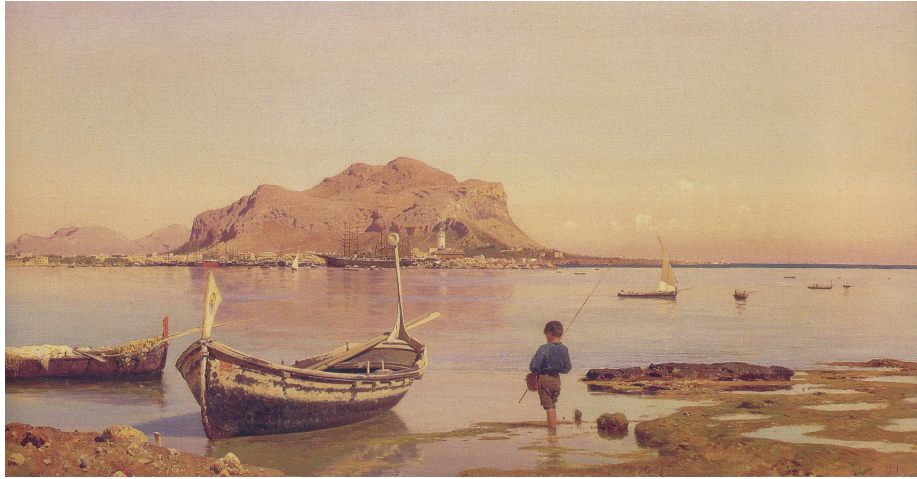
**Figura 1.1** - Francesco Lojacono, “Veduta dell'Acquasanta”, 1865-1870 olio su tela 48x117 cm, fondazione Banco di Sicilia.

l'economia della Sicilia era costituito dalla marina mercantile per il trasporto delle persone. Fu il momento in cui dai battelli a vapore si passò ai piroscafi postali, che unirono dapprima Palermo e Napoli e via via anche altre città sulle coste del Mediterraneo. Non erano solo le merci che viaggiavano, ma anche genti a cui veniva assicurata la mobilità restringendo gli ostacoli. L'economia sulle coste si arricchì di un'altra esperienza industriale dei Florio: l'industria della pesca e della conservazione del tonno (figura 1.1). Ecco che sulle sponde di Palermo (figura 1.2) e di Favignana nacquero stabilimenti che trasformarono le rispettive coste in vere e proprie industrie, divenendo poli economicamente produttivi.

La riva o la costa possono anche essere sinonimo di salvezza, come raccontano alcune pagine del diario del primo viaggio del *Kinânî* di *Ibn Giubayr* (Valencia, 1145 - Alessandria, 1217):

*... verso la mezzanotte della domenica 3 di questo mese benedetto, quando già stavamo presso la città di Messina nell'Isola anzidetta, ci assalirono all'improvviso le grida dei marinai, conciossiaché il vento colla sua violenza li mandava a dare in secco sopra una delle due costiere. ... durante questo affaticarsi il legno andò ad urtare colla chiglia sulla costa, percuotendovi con i due governali, ... levaronsi a bordo grida disperate ... ché altro no restava che appigliarsi ed affidarsi alla fune della speranza... noi stavamo lì guardando la terra che era vicina, ed eravamo in dubbio a metterci a nuoto per poter tener la riva ... poscia, levatosi il sole, vennero in nostro aiuto le barche... due giorni dopo le onde già l'avevano ridotta in frantumi e gettati in pezzi sulla spiaggia*  
...

Altri significati possono darsi a questi luoghi che provocano speranze e sofferenze. Questi stati d'animo riguardano proprio chi vive in un'isola, in cui questo luogo di



**Figura 1.2** - Francesco Lojacono Marina di Palermo e Monte Pellegrino (1884). Olio su tela 56x112 cm, collezione privata.

contatto può divenire la “sieve” leopardiana, una barriera che può far sentire esiliati, o aprire nuovi orizzonti, ma pur sempre attraverso la sofferenza. È un luogo in cui tutto si muove, tutto scorre, nulla resta immobile e fisso, tutto cambia e trasmuta senza eccezione, è il luogo in cui vive il *Panthera* di Eraclito.

Il grande valore delle zone costiere e le loro potenzialità economiche e sociali hanno contribuito al costante aumento della pressione antropica. Basti pensare alle coste del Mediterraneo, che già a partire dalla seconda metà del Novecento, ebbero diverse fasi di crescita urbana anche “selvaggia”, lasciando all’entroterra solo poche permanenze tradizionali. L’installazione degli impianti industriali ha favorito un fenomeno analogo, poiché il mare è stato considerato, secondo un modello classico, come la via di comunicazione principale per il trasporto delle materie prime e dei prodotti lavorati. La localizzazione delle infrastrutture portuali e dei principali nodi di collegamento terrestre, infine, ha contribuito a definire un quadro di progressiva occupazione delle rive.

A fronte di un tale fenomeno, facilmente percepibile anche attraverso una lettura superficiale, gli studi di settore si sono concentrati a lungo sull’analisi delle cause e delle dinamiche di tale crescita, sottovalutando spesso l’irreversibilità sociale e ambientale di alcuni processi. Solo da pochi anni, infatti, si va affermando un vero e proprio dibattito scientifico teso alla valutazione del reale impatto che questo grande processo di trasformazione ha avuto sull’ambiente e sul paesaggio. Il concetto di “danno ambientale” si è imposto all’attenzione degli studiosi solo dopo gli anni Settanta dello scorso secolo, mentre sono ancora più recenti gli interventi legislativi sulla salvaguardia delle aree costiere. Nasce così, allo scopo di fornire dettagli utili alla comprensione dei mutamenti che avvengono a grande scala, l’esigenza di eseguire analisi a scala ridotta dei processi di antropizzazione costiera. Le attività umane svolte in queste aree così sensibili hanno prodotto diversi problemi: la distruzione degli habitat (dovuta ad una scarsa programmazione di piani territoriali o all’eccessivo sfruttamento dei mari); la contaminazione del suolo e delle risorse idriche (l’inquinamento da fonti marine o provenienti dall’entroterra, fra cui anche quello originato dalle discariche, si sposta



Figura 1.3 - Walter Crane 1892 Die Pferde des Neptun (i cavalli di Nettuno). München Bayerische Staatgemäldesammlungen.

verso la costa); la diffusa erosione costiera (aggravata in alcuni casi dalla presenza di opere di difesa inadeguate); la perdita della biodiversità e altri problemi relativi alla qualità e quantità delle risorse idriche (la richiesta idrica supera la capacità di fornitura o di depurazione).

In questo contesto, i litorali più vulnerabili sono quelli sabbiosi, perché soggetti al continuo conflitto fra l'azione demolitrice del moto ondoso e l'azione costruttiva dei nuovi apporti di materiale solido, nella ricerca di una condizione di complessivo *equilibrio dinamico*. Infatti, tutte le volte in cui prevale l'una o l'altra azione, si verificano spostamenti della *linea di riva*, che avanza se vi è deposizione e arretra se prevalgono fenomeni di prelievo. La dinamica di questi litorali, dunque, dipende essenzialmente dall'azione del mare (moto ondoso dovuto alle mareggiate, alle maree e alle correnti) ma è anche influenzata da tutte quelle azioni antropiche dirette e indirette, che intervengono sull'equilibrio del territorio costiero provocandone la modifica delle caratteristiche geomorfologiche. La *linea di riva* è appunto un esempio naturale di questa modifica, luogo per sua natura sensibile, soggetto al moto ondoso che ne cambia continuamente la configurazione (figura 1.3). L'evoluzione di questo limite tra terra e mare è causata dall'interazione fra l'energia del moto ondoso e l'assorbimento di questa da parte della spiaggia. Il moto ondoso e le correnti che evolvono lungo il litorale, e in particolare il frangimento e la risalita delle onde sulla spiaggia, hanno un ruolo determinante nei processi fisici costieri più rilevanti. Le onde, come ben noto, sono perlopiù provocate dal vento, che trasmette all'acqua superficiale una parte della propria energia cinetica, sotto forma di moto ondoso che si trasmette orizzontalmente secondo direzioni di propagazione ortogonali alle creste delle onde stesse. Le onde, avvicinandosi sottocosta, risentono della morfologia del fondo cambiando direzione, forma ed energia. Particolare importanza riveste la formazione dei cosiddetti *frangenti* di spiaggia, quando l'acqua sulla cresta dell'onda supera la velocità di propagazione dell'onda stessa, ricade formando un frangente, e con più o meno marcata turbolenza sfrutta la propria energia cinetica per risalire la spiaggia nella cosiddetta *swash zone*, come flutto montante, fino all'esaurimento dell'energia cinetica (ottenendo così massima risalita dell'onda sulla spiaggia, il *run-up*). A questo punto, per gravità l'onda retrocede dando luogo alla risacca. Questa situazione muta di intensità nelle diverse stagioni: durante le forti mareggiate invernali la forza dei frangenti è generalmente

maggiore e parte della sabbia che costituisce la battigia può essere presa in carico dal mare in tempesta e può formare una o più barre nel tratto di spiaggia sommersa o essere trasportata verso il mare aperto. In estate questa situazione si inverte e le onde, generalmente più deboli che nella brutta stagione, fanno sì che questo materiale venga gradualmente ritrasportato verso la spiaggia. Il profilo di spiaggia rispecchia questa dinamica, variando stagionalmente, a causa del cambiamento dell'energia del moto ondoso. Il profilo è più alto (forte deposizione) durante l'estate, a causa delle onde a minore energia caratteristiche di questa stagione, mentre in inverno, quando sono presenti le onde di mareggiata, il profilo è più basso (spostamento dei sedimenti da terra verso mare). Questo movimento perenne fa sì che la *linea di riva*, la linea che idealmente separa la superficie del mare dalla superficie terrestre *emersa*, muta continuamente, arretrando e avanzando non solo in dipendenza della modellazione della spiaggia ma anche per le variazioni della superficie del mare dettata dalle onde, dalle maree e dalle correnti. Tale linea, dunque, costituisce un confine fluttuante, la cui localizzazione si presenta notevolmente difficile e incerta. Invero, nonostante questa sua intrinseca proprietà, la linea di riva risulta essere tra gli elementi più caratteristici di un'area costiera. La sua conoscenza è fondamentale sia per progettare e pianificare le opere di difesa sia per gestire e monitorare le molteplici attività antropiche ricadenti in tale area. Allo scopo di riconoscere la sua posizione, negli ultimi decenni sono stati proposti diversi indicatori geomorfologici come: la berma di spiaggia emersa, la linea di risorgenza, il livello storico di alta marea, ecc., senza tuttavia ottenere soluzioni convincenti. Un metodo molto diffuso per localizzare la linea di riva è l'esame di immagini aeree le quali, se da un lato fissano la situazione "oggettiva" di confine fra spiaggia emersa e superficie del mare nell'*istante della ripresa*, dall'altro non forniscono indicazioni sullo stato della superficie marina in quell'istante (livello mareale, altezza d'onda, frangenti, *run-up*, risacca, ecc.), con le conseguenti incertezze sul vero significato della linea di separazione mostrata dall'immagine aerea. A vantaggio dell'uso di foto aeree, per localizzare la linea di riva, va comunque riconosciuta la relativa "semplicità" del rilievo, che significa anche una maggiore rapidità nel conseguimento del risultato. Ma *quale* risultato, stante le suddette incertezze?

Per quanto detto in precedenza appare evidente la necessità di individuare un metodo che consenta una determinazione attendibile della posizione della linea di riva attraverso l'uso di immagini aeree, tenendo conto anche degli aspetti idrodinamici e della conseguente evoluzione della spiaggia.

## 1.2 La linea di riva e le sue definizioni

Lo studio dell'evoluzione delle spiagge riveste un ruolo fondamentale in ogni politica territoriale in cui sia coinvolta la fascia litorale. La zona costiera concentra infatti, circa 2/3 della popolazione mondiale e in molti paesi supporta una florida attività turistica (Clark, 1996). Dato che la spiaggia costituisce l'elemento di maggior valore economico del sistema costiero, ma anche quello più fragile e più soggetto a variazioni morfologiche, lo studio della sua evoluzione diventa fondamentale per una corretta gestione di questa zona già complessa e dinamica, densamente popolata, ed economicamente interessante. Le aree costiere, come ogni elemento del paesaggio

terrestre, costituiscono delle entità fisiche in continua evoluzione. Esse sono modellate da forze naturali che, agendo a differenti scale temporali, determinano la dinamica evolutiva sia a breve sia a lungo termine.

L'analisi delle fluttuazioni della linea di riva (avanzamenti e arretramenti) è di fondamentale importanza per un'ampia gamma di indagini che vedono coinvolti: ricercatori e professionisti di settore, amministratori e gestori locali (Douglas e Crowell, 2000). Per esempio, l'evoluzione della posizione della linea di riva è richiesta nella progettazione di opere di difesa costiera (Coastal Engineering Research Center, 1984), per il monitoraggio della costa (Smith *et al.* 1992), per calibrare e verificare modelli numerici (Hanson *et al.* 1989), per la stima del sollevamento del livello marino (Leatherman, 2001), per valutare l'erosione della costa, per individuare le zone a rischio (Hanson, *et al.*, 1988) e per riconoscere le zone demaniali e distinguerle da quelle ad uso privato (Morton e Speed, 1988). Localizzare la sua posizione nel tempo aiuta a capire la tendenza evolutiva del litorale in prossimità di strutture costiere già realizzate (Komar, 1998) oppure come cambiano i volumi di sedimento e l'ampiezza delle spiagge (Smith e Jackson, 1992).

Sebbene, da un punto di vista concettuale, la definizione di linea di riva come confine fra la terra emersa ed il mare sia abbastanza chiara, la sua perenne e notevole variabilità temporale la rende di difficile determinazione, poiché essa è in realtà diversa da un istante all'altro. Ciò, in pratica, rende necessario stabilire dei criteri in base ai quali scegliere quale delle infinite posizioni istantanee della linea di separazione fra la terra emersa ed il mare possiamo assumere come linea di riva. Ma la stessa introduzione di criteri di scelta ci porta ad affermare che la linea di riva infine assunta è un confine solo "convenzionale" fra la terra asciutta ed il mare.

L'introduzione di criteri differenti per l'assunzione di una linea di riva, ognuna con fondate motivazioni, può creare qualche confusione. Per esempio negli Stati Uniti la sua definizione legale afferma: "la linea di riva è quel limite terra-acqua (intersezione fra la superficie dell'acqua e la superficie terrestre) generato dalla media di tutte le alte maree osservate (MHW - *Mean High Water*)". Ciascun punto posto su questo limite dovrebbe rappresentare la posizione dell'interfaccia terra-acqua nel tempo. Quindi secondo questo criterio è come se si assumesse che la quota della superficie d'acqua sia sempre la stessa della quota del livello MHW, mentre in realtà, se in un qualsiasi momento si misura la quota della superficie d'acqua, quest'ultima sarà probabilmente minore del livello MHW. Per tale ragione vi è sicuramente uno spostamento (orizzontale) di tale limite, che causerà errori sulla valutazione della sua posizione. Invece in Italia la posizione della linea di riva è identificata in tutta la cartografia topografica e nautica, come livello medio marino.

Per studiare la variabilità della linea di riva, si dovrebbe utilizzare una definizione adeguata che tenga conto delle sue fluttuazioni temporali e spaziali. Tuttavia va precisato che, per fini pratici, tra le diverse definizioni riportate in letteratura scientifica, quella più utilizzata è quella del *Coastal Engineering Manual* (2008). Il manuale indica con il termine "*linea di riva*" la linea di contatto tra la terra e un corpo idrico (nel nostro caso il mare).

In questi ultimi anni gli studiosi di questo settore non sono riusciti a proporre un metodo *standard* per l'identificazione di questo limite proprio a causa della sua variabilità. Tutto questo ha portato inevitabilmente ad un difficile confronto tra gli

esperti di settore: ingegneri, geomorfologi e gestori ambientali (May *et al.*, 1982; Dolan *et al.*, 1980).

Lo scopo del presente studio è quello di definire, attraverso un approccio multidisciplinare, un metodo per determinare la posizione della linea di riva tenendo conto sia della morfologia della spiaggia sia dell'azione del mare. Il metodo adottato è stato applicato su una spiaggia sabbiosa dissipativa della costa occidentale siciliana. Il criterio adottato ha preso in considerazione vari aspetti fisici della spiaggia, nel tentativo di standardizzare il metodo e renderlo fruibile per altre spiagge analoghe.

### 1.3 La linea di riva: normativa e demanio marittimo

Negli ultimi decenni, a livello sia internazionale sia nazionale, è cresciuta la consapevolezza della necessità di una corretta gestione delle zone costiere. Nel tempo ciò ha determinato l'adozione di normative specifiche a livello europeo, di strategie nazionali, di piani di assetto regionali, di studi, di inventari e ricerche. A oggi, infatti, esistono numerose misure legislative e strumenti la cui applicazione contribuisce alla protezione delle coste. In Italia le principali norme che regolano la fascia costiera sono le seguenti.

- Codice della navigazione marittima, che norma le azioni sui beni del demanio marittimo.
- Legge 431/85 (legge Galasso), che impone un vincolo paesaggistico alla fascia costiera entro i 300 metri dalla battigia; si tratta tuttavia di un vincolo generico, passivo e non sufficiente a contrastare le crescenti iniziative di trasformazione della costa.
- Legge 183/89, sulla difesa del suolo, che conferisce allo Stato la definizione di indirizzi generali, i criteri e le funzioni amministrative relative alla difesa delle coste nelle zone comprese nei bacini di rilievo nazionale, nonché nelle aree di interesse nazionale per la sicurezza dello Stato e della navigazione marittima; a esclusione di tali ambiti, tali funzioni amministrative sono conferite alle regioni
- D.Lgs. 112/98 che conferisce allo Stato le funzioni di indirizzo generale e criteri per la difesa delle coste, mentre le funzioni amministrative relative alla programmazione, pianificazione e gestione integrata degli interventi di difesa delle coste e degli abitati costieri sono attribuite alle regioni e, successivamente con D.Lgs. 96/99, per la parte amministrativa, anche alle province.
- Riforma del titolo V della Costituzione (legge costituzionale 3/2001).
- Legge 31 luglio 2002, n. 179, recante «Disposizioni in materia ambientale» e, in particolare, l'art. 21 sulle autorizzazioni per gli interventi di tutela della fascia costiera.
- D.Lgs. 152/2006 che riordina e integra la normativa di tutti i settori ambientali.



- D.Lgs. 116/2008 in attuazione della Direttiva 2006/7/CE relativa alla gestione della qualità delle acque di balneazione.

- Decreto del Ministero dell'ambiente, della tutela del territorio e del mare, del 14 aprile 2009, n. 56 recante «Criteri tecnici per il monitoraggio dei corpi idrici e l'identificazione delle condizioni di riferimento per la modifica delle norme tecniche del decreto legislativo 3 aprile 2006, n. 152, recante Norme in materia ambientale, predisposto ai sensi dell'articolo 75, comma 3, del decreto legislativo medesimo».

L'individuazione dei beni del demanio marittimo è fornita dall'articolo 822, 1° comma, del Codice Civile e dall'articolo 28 del Codice della navigazione. In base all'art. 822 Cod. Civ.

*“appartengono allo Stato e fanno parte del demanio pubblico il lido del mare, la spiaggia, le rade e i porti...”.*

Questa definizione trova un'ulteriore precisazione e completamento nell'art. 28 Codice Navale, il quale dispone che

*“fanno parte del demanio marittimo:*

- a) il lido, la spiaggia, i porti le rade;*
- b) le lagune, le foci dei fiumi che sboccano in mare, i bacini di acqua salsa o salmastra che almeno durante una parte dell'anno comunicano liberamente col mare;*
- c) i canali utilizzabili ad uso pubblico marittimo”.*

I “beni elencati in tale articolo fanno parte del demanio necessario dello Stato” (Corte di Cassazione, 27 gennaio 1975, n. 316), per cui non possono non essere che demaniali. Accanto ai beni precedentemente indicati, il codice della navigazione, all'art. 29, individua le pertinenze del demanio marittimo, qualificando come tali, nello specifico, le costruzioni e le altre opere esistenti entro i limiti del demanio marittimo e del mare territoriale. Pertanto, se vengono costruite su zona demaniale opere inamovibili, queste rimangono acquisite dallo Stato diventandone conseguentemente pertinenze (Corte di Cassazione, 27 marzo 1987, n. 1085).

Tra i beni del demanio ritroviamo il *lido*, che secondo quanto affermato dalla Suprema Corte:

*“è quella porzione di riva che non solo è a contatto diretto con le acque del mare, ma ne resta coperto dalle ordinarie mareggiate, sicchè ne riesce impossibile ogni altro uso che non sia quello marittimo o pubblico” (Corte di Cassazione, Sez.Un. , 2 maggio 1962 n. 849)*

Purtroppo da questa nozione discende l'assenza del lido sulle coste che si elevano a picco sul mare, ponendo numerosi problemi connessi alla tutela paesaggistica e alle eventuali forme di utilizzo.

La *spiaggia*, invece, è definita come:

*“quel tratto di terra contiguo al lido, lambito dal mare in occasione delle maree ordinarie e completamente sommerso dalle mareggiate straordinarie” (Consiglio di Stato, Sez. V, 19 maggio 1978, n. 570)*

Per la giurisprudenza di legittimità (Corte di Cassazione, 5 novembre 1981 n. 5817), inoltre, la spiaggia comprende anche i tratti di terreno contigui che si estendono verso la terraferma senza confini certi, anche se attualmente non soggetti all'azione delle maree, ma comunque originati dal naturale ritiro del mare; detti tratti di spiaggia sarebbero i così detti “relitti” o “arenili”. Tali porzioni della spiaggia non sono però menzionate dall'art. 28 Codice della Navigazione, per cui taluni ne ricollegano l'individuazione come categoria (Corte d'Appello di Firenze, 6 febbraio 1969) all'elaborazione giurisprudenziale, sorta a seguito delle pretese avanzate dai privati su parti di terreno in precedenza occupate dal mare e da questo abbandonate in un secondo momento. A questo proposito la giurisprudenza afferma che:

*“ai fini dell'inclusione del demanio marittimo (...) non è sufficiente che l'arenile sia derivato dall'abbandono del mare, ma è necessario che abbia l'attitudine potenziale a realizzare i pubblici usi del mare” (Corte di Cassazione, 5 giugno 1991, n. 6349)*

Per diversi studiosi del settore, invece, l'arenile non costituirebbe un autonomo bene demaniale, ma sarebbe semplicemente un particolare tratto di spiaggia, per nulla differente dalla spiaggia dal punto di vista naturalistico, ma caratterizzato da una particolare ubicazione, più estesa e protesa verso l'interno. La conseguenza di tale differente impostazione è la ricomprensione dell'arenile, in quanto spiaggia, tra i beni di elencazione codicistica tassativa (Avanzi, 2000).

Al fine di accertare la demanialità di un bene (es. lido) si devono verificare i caratteri obiettivi che esso presenta e la sua conformità rispetto allo schema giuridico. La demanialità è insita nel bene in sé e quindi la modifica di tale condizione dipende da fattori naturali. Per questa ragione nell'ambito della verifica della demanialità occorre considerare la struttura geografica e naturale del bene, anche attraverso le risultanze catastali, nonché la sua idoneità al concreto soddisfacimento dei pubblici usi del mare (Pretura di Palermo, 18 luglio 1996).

In questo contesto, se il “bene lido” è quel tratto di terra bagnato dalle *mareggiate ordinarie* si intuisce subito che esso è intrinsecamente legato al limite terra-acqua. Quindi per consentire la delimitazione del bene lido occorre conoscere la posizione della linea di riva dovuta alle mareggiate ordinarie. Ai fini del presente lavoro abbiamo scelto come mareggiata ordinaria quella che mediamente si può verificare una volta all'anno (tempo di ritorno  $T_{rit} = 1$  anno).

Erosione, inquinamento, fenomeni biologici, pressione antropica, tutto conduce a ritenere che sia ormai ineludibile ricorrere a forme di tutela delle aree costiere e ad azioni di intervento che tengano conto della grande complessità e vulnerabilità di tale

ambiente. In questo contesto la *linea di riva* si colloca come *confine giuridico* per la distinzione delle aree demaniali da quelle private e come *indicatore geomorfologico* quando si voglia ricostruire l'evoluzione storica del litorale o delimitare le aree a rischio inondazione.

Per questi motivi nasce l'esigenza di localizzare questo limite attraverso metodi che utilizzando immagini aeree, tengano conto degli aspetti geomorfologici e idraulico-marittimi delle coste.

## 1.4 Il metodo adottato

Il metodo adottato in questa ricerca ha come obiettivo l'individuazione della posizione della linea di riva in spiagge naturali partendo da riprese aeree e tenendo conto per l'individuazione del limite cercato delle fluttuazioni da onde e da marea. La sua attuazione è scaturita da un accurato studio bibliografico che ha esaminato le tecniche fino ad oggi proposte. Da quest'ultimo è emerso che molte delle tecniche usate presentano dei vantaggi rispetto alle altre, ma anche dei limiti, connessi alla notevole variabilità nel tempo dell'interfaccia terra-mare.

Allo scopo quindi di identificare la posizione della linea di riva si è pensato di svolgere, in modo complementare, uno studio topografico-geomorfologico e uno studio idraulico-marittimo. In questo modo è stato possibile integrare diverse tecniche di differenti discipline, rendendole applicabili ad un caso studio.

Per descrivere l'evoluzione storica della spiaggia in studio, è stato necessario eseguire un'analisi diacronica (circa 15 anni) ancora attraverso l'uso di immagini aeree. Nota l'evoluzione storica è stato condotto lo studio geomorfologico di campo, il quale ha permesso di descrivere la spiaggia emersa e quella sommersa, riconoscendo i morfotipi caratteristici della spiaggia, identificando le dimensioni e la composizione dei sedimenti e ricostruendo i profili della spiaggia. Va puntualizzato che l'analisi dei sedimenti è stata eseguita allo scopo di paragonare le pendenze ottenute dal rilievo topografico con quelle deducibili dai dati granulometrici.

A questo studio topografico-geomorfologico è stato associato lo studio per l'identificazione del settore di traversia del paraggio costiero, svolgendo anche un'analisi dei dati di vento, che ha permesso di conoscere la loro direzione e intensità preferenziale. È noto che la dinamica costiera è determinata prevalentemente dagli effetti diretti ed indiretti di alcuni fenomeni fisici di carattere idraulico. I parametri idraulico-marittimi sono: le onde al largo, le correnti e le escursioni di livello del mare. Nel presente lavoro, i parametri presi in considerazione sono stati il moto ondoso e le maree, tralasciando il trasporto solido e le correnti sotto costa.

Per riconoscere l'azione delle onde sulla posizione della linea di riva è stato necessario identificare le caratteristiche (altezza d'onda significativa e periodo) della mareggiata ordinaria relativa al sito d'interesse. Per mareggiata si intende (Boccotti, 2000) una successione di stati di mare durante la quale l'altezza d'onda significativa,  $H_s$ , è generalmente maggiore di una soglia critica di 1,5 m, e non scende al di sotto di tale valore per durate di tempo maggiori di 12 ore.

A tal fine sono stati raccolti i dati registrati dalla boa ondometrica della Rete Ondometrica Nazionale più vicina al paraggio in studio. Tali dati sono stati

successivamente trasposti a largo della spiaggia esaminata ed adoperati per un'analisi statistica degli eventi estremi.

L'analisi è stata svolta con un metodo sia direzionale sia omnidirezionale, secondo distribuzioni di probabilità di tipo Weibull, assumendo  $T_{rit} = 1$  anno.

L'individuazione della mareggiata ordinaria è stata eseguita anche con il metodo delle mareggiate triangolari equivalenti (m.t.e.). Questo metodo (Boccotti,2000) ha il vantaggio di comportare una semplificazione analitica per determinare le caratteristiche della mareggiata. Infatti, come è noto, le mareggiate reali hanno delle serie temporali (funzioni  $H_s(t)$ ) irregolari e generalmente diverse le une dalle altre. Con questo metodo, ad ogni mareggiata reale si associa una mareggiata equivalente con gli stessi valori di altezza d'onda significativa e di probabilità che l'onda massima superi una qualsiasi soglia assegnata  $h$ .

Determinando le caratteristiche delle onde significative al largo si è utilizzato un modello di propagazione spettrale del moto ondoso (SWAN - *Simulating Waves Nearshore*) che ha permesso di simulare le altezze e i periodi d'onda propagando queste caratteristiche da acque profonde verso acque basse. Le onde sotto costa ottenute mediante lo SWAN, sono state quindi utilizzate per calcolare il *run-up*, ovvero la quota più alta raggiunta dall'acqua sulla spiaggia. Per fare ciò si è operato in due modi: 1) utilizzando una delle numerose formule empiriche che si trovano nella letteratura e 2) usando un modello numerico realizzato presso il nostro Dipartimento di Ingegneria Civile, Ambientale e Aerospaziale (DICA).

Lo studio idraulico non poteva trascurare gli effetti delle massime variazioni quasi-statiche del livello marino, dovute principalmente alla marea astronomica e "meteorologica" (azione del vento e della pressione atmosferica), dato che entrambi producono effetti sulla posizione della linea di riva. Come è noto nel Mediterraneo, anche se eccezionalmente, si possono verificare variazioni molto significative del livello del mare, mentre le escursioni eustatiche sono generalmente modeste. Così, per valutare il valore dell'oscillazione mareale, è stato scelto di eseguire un'analisi armonica delle componenti di marea attraverso l'uso di un codice numerico.

I dati così prodotti hanno consentito di individuare nelle immagini aeree una banda della spiaggia nella quale al cui interno oscilla la posizione della linea di riva. Questo risultato non fornisce una posizione precisa della linea di riva, che infatti *non esiste*, ma è comunque un dato utile per la soluzione di controversie fra lo Stato e i privati cittadini o per interventi di pianificazione e gestione delle aree costiere.

## 1.5 Articolazione del lavoro

La messa a punto del metodo proposto ha richiesto la presa in considerazione di diversi aspetti fisici. Per fare questo è stata svolta una ricerca bibliografica mirata all'individuazione di articoli specifici inerenti studi sul posizionamento della linea di riva. In questo modo è emersa una vasta letteratura sul tema affrontato, riscontrando diverse tecniche di approccio al tema stesso.

Il Capitolo 2 della tesi, per completezza e per introdurre la terminologia utilizzata in tutto il lavoro, richiama sinteticamente i complessi fenomeni idrodinamici che si verificano in prossimità delle coste, con particolare riguardo al frangimento e alla risalita delle onde sulla spiaggia (*run-up*).

Segue il capitolo 3, nel quale vengono descritti tutti i morfotipi caratteristici dei profili di spiaggia, citandone la nomenclatura e richiamandone i processi di formazione. Il capitolo passa brevemente in rassegna i diversi tipi di coste, mostrando alcune tra le più importanti classificazioni costiere utilizzate. La trattazione di questi argomenti è necessaria per svolgere studi di Idraulica costiera, nei quali si deve conoscere la morfologia della costa e del fondo. Infatti, proprio in prossimità della costa le onde subiscono le maggiori trasformazioni energetiche, di direzione e di forma. A questo scopo infatti viene normalmente eseguito uno studio geomorfologico dell'area da studiare che comprende una descrizione: morfologica, sedimentologica, topografica (spiaggia emersa) e batimetrica (spiaggia sommersa).

Il Capitolo 4 dopo alcuni richiami sulle maree astronomiche e sulla terminologia generale, descrive la differenza tra tali oscillazioni mareali e quelle di origine meteorologica. In questo contesto viene anche discussa la relazione tra la posizione della linea di riva e le maree. Spesso infatti l'intersezione del livello mareale con la superficie topografica viene assunta come indicatore della posizione della linea di riva, determinando la definizione delle aree costiere soggette all'uso privato da quelle di proprietà dello stato.

Segue il Capitolo 5 nel quale si esamina criticamente la bibliografia reperita avente come oggetto il posizionamento della linea di riva. La rassegna è articolata in due parti. La prima riporta l'individuazione della linea di riva attraverso l'elaborazione di immagini, tenendo conto di fattori quali la topografia dei luoghi, le fluttuazioni di marea e altri. La seconda parte riguarda invece l'individuazione della linea di riva, su basi idrodinamiche, attraverso lo studio del *run-up* sulla spiaggia. Nello stesso capitolo sono elencate e commentate, evidenziandone i pregi e i difetti, le varie tecniche di individuazione e di monitoraggio che vengono oggi utilizzate al fine di determinare la posizione della linea di riva.

Nel Capitolo 6 descrive in dettaglio il metodo in pratica utilizzato: raccolta dei dati ondametrici, moreografici e cartografici; definizione del paraggio costiero; studio geomorfologico-topografico della spiaggia esaminata; determinazione della mareggiata ordinaria attraverso l'analisi statistica; propagazione del moto ondosso dal largo a sotto costa; calcolo del *run-up*; effetto delle maree.

Nel Capitolo 7, infine, si applica il metodo alla spiaggia siciliana scelta come caso studio. Ovviamente, l'applicazione è preceduta da un inquadramento geografico della spiaggia che ne descrive geologicamente e geomorfologicamente l'ambiente fisico. Infine sono descritti e commentati i risultati numerici ottenuti.



## Capitolo 2

# Idrodinamica costiera

### 2.1 Generalità

La morfodinamica costiera è governata dagli effetti diretti ed indiretti di alcuni fenomeni fisici di carattere meteorologico ed idraulico. Oggi per affrontare un qualsiasi studio costiero o un progetto di un'opera marittima, occorre conoscere le caratteristiche ambientali del paraggio prescelto. È necessario quindi disporre di dati sulla morfologia e sulla stratigrafia dei fondali, sulle condizioni mareali e meteomarine come i venti, le onde e le escursioni di livello (maree).

La valutazione e l'importanza dei diversi fattori è legata alle specifiche condizioni del paraggio costiero ed al tipo di processo che si intende studiare. Tuttavia si può affermare che il moto ondoso generato in prossimità delle coste ha un ruolo predominante nei meccanismi di evoluzione dei litorali. Il moto ondoso è anche il fattore principale da considerare nella progettazione delle opere di protezione dall'erosione.

Le escursioni del livello medio marino per effetti astronomici e meteorologici anche se di modesta entità, non sono trascurabili. Infatti l'aumento del livello medio marino, ha sia un effetto diretto sull'arretramento della battigia e quindi della linea di riva, sia un effetto indiretto sul posizionamento della linea di frangimento.

Anche se tutti gli aspetti fisici del difficile ambiente costiero hanno in linea di principio una rilevanza per gli studi e la progettazione, di fatto l'analisi del moto ondoso rappresenta l'argomento fondamentale da trattare. La loro importanza è notevolissima per le molteplici ricadute applicative in moltissimi settori dell'ingegneria e particolarmente, in quella costiera. Ad esempio, oltre all'azione diretta sui manufatti costieri (moli, frangiflutti, ecc.), il moto ondoso agisce lungo i litorali sabbiosi mobilitando i sedimenti. Ne deriva un'evoluzione della linea di costa che, in alcuni casi, può comportare modificazioni tali da compromettere la funzionalità, o addirittura, l'integrità strutturale di molte opere marittime, ovvero di alcune infrastrutture civili (per

esempio, strade o ferrovie) spesso ubicate in prossimità dei litorali. Per tale motivo si dedica questo capitolo alla trattazione dell'idrodinamica costiera.

## 2.2 Il processo di generazione delle onde

La comprensione dei complessi processi fisici che presiedono la formazione e lo sviluppo delle onde di mare per effetto del vento è maturata solo negli ultimi 40 anni. Tuttavia essa ha consentito la recente affermazione di affidabili modelli spettrali di previsione ed oggi è una disciplina fondamentale per affrontare qualsiasi studio di tipo costiero. Per un'analisi dettagliata e completa di questo affascinante tema dell'oceanografia fisica si rimanda ai testi specialistici di Phillips (1957), Miles (1957), Kinsman (1965), Longuet-Higgins (1969), Boccotti (2000), Coastal Engineering Manual (2008), Scarsi (2009).

L'esperienza comune ci porta ad affermare che è pressoché impossibile osservare uno specchio liquido senza che esso sia interessato da onde. Queste onde sono la manifestazione di forze che, agendo sull'acqua, tendono a deformarne la superficie contro l'azione della gravità e della tensione superficiale che, come forze stabilizzanti, tendono invece a ricostituire l'equilibrio preesistente.

Ovviamente, una volta che le onde sono generate, le forze di gravità e di tensione superficiale operano in maniera tale da farle propagare. Le onde si realizzano in una grandissima varietà di dimensioni e forme, soprattutto in funzione dell'entità delle forze che le hanno generate.

In tutti i meccanismi di generazione del moto ondoso, è fondamentale l'azione normale esercitata dal vento sulla superficie idrica, piuttosto che l'azione tangenziale. Il meccanismo della risonanza (Phillips 1957) è basato sull'azione irregolare degli impulsi di pressione esercitata dal vento nelle fasi iniziali di nascita e crescita del moto ondoso. Questi impulsi trasferiscono energia alle neonate ondulazioni che si propagano con direzione diversa rispetto a quella degli impulsi, ma tanto più prossima ad essa quanto maggiore è il periodo delle ondulazioni stesse. L'accrescimento di energia delle onde che si formano con l'accennato meccanismo è lineare nel tempo.

Lo sviluppo successivo delle onde ormai formate, soprattutto di quelle più corte, per effetto delle pressioni differenziali che si creano lungo il profilo sotto l'azione del flusso d'aria aderente, viene spiegato dalla teoria del flusso tangenziale (Miles 1957).

È stato dimostrato che il trasferimento dell'energia dal mezzo aria al mezzo acqua avviene fondamentalmente in corrispondenza della cosiddetta altezza critica, nella quale la velocità relativa aria-acqua si annulla. Le onde più lunghe viaggiano più rapidamente e con direzione più prossima a quella del vento, ma quando la loro celerità si avvicina a quella del vento, la capacità di ricevere energia dal vento si riduce. Le onde corte e ripide si accrescono più rapidamente, ma finiscono spesso per frangersi sulla cresta di quelle con lunghezza maggiore più veloci nel momento in cui queste le sorpassano a seguito dell'aumento di curvatura del profilo e dell'azione del vento. All'atto del frangimento viene trasferita quantità di moto alle particelle che orbitano in superficie sulla cresta dell'onda lunga. Il fenomeno non è quindi solo dissipativo ma produce un trasferimento energetico alle componenti di più bassa frequenza. Il frangimento avviene prevalentemente secondo la direzione del vento. Pertanto, a causa di questo meccanismo, si ha la tendenza all'allineamento fra la direzione delle onde e del vento.

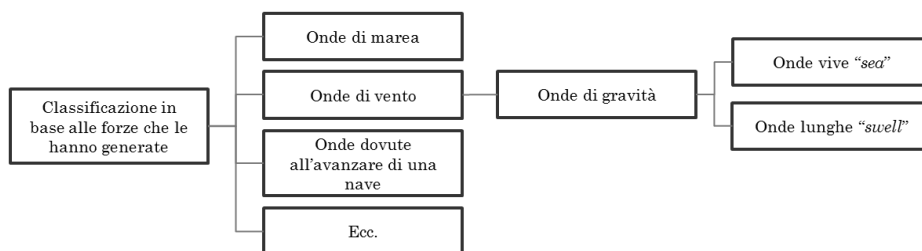


I meccanismi di formazione sommariamente illustrati spiegano i motivi per cui fin dall'inizio il moto ondoso è caratterizzato da componenti di diversa frequenza e con diversa direzione di propagazione. Spiegano anche la diversa rapidità di crescita delle componenti di periodo più piccolo rispetto a quelle di periodo maggiore e la progressiva tendenza all'allineamento fra la direzione delle onde e la direzione del vento trasmessa alle onde nel tempo è esponenziale e favorisce le onde più corte rispetto a quelle più lunghe, esistenti fin dalle fasi iniziali.

Come accennato in precedenza nel caso della *generazione del moto ondoso* si verifica anche un trasferimento d'energia fra le diverse componenti collegato alla non linearità del moto. Tale trasferimento consente un incremento del periodo medio anche prescindendo dall'azione del vento. In definitiva, lo spettro di energia del moto ondoso si evolve nel *fetch* con un bilancio di vari contributi, raggiungendo condizioni di saturazione quando le perdite eguagliano gli apporti. Si deve comunque osservare che lo spettro di energia del moto ondoso nella sua evoluzione oltrepassa per un breve tempo le condizioni di equilibrio. La saturazione dello spettro presenta una legge costante sulle alte frequenze e ulteriori apporti energetici che incrementano l'area dello spettro possono solo aggiungersi sulle frequenze più basse.

La classificazione delle onde di mare può essere effettuata secondo diversi criteri. Una prima classificazione, che si basa sulle forze che le hanno generate (figura 2.1), le distingue in: onde di marea, di vento, dovute all'avanzare di una nave ecc. Un'altra classificazione, spesso adottata, si riferisce alla forma dell'onda, ossia al suo profilo (figura 2.2), dividendole in: sinusoidali, cnoidali, solitarie e random. Comunque la classificazione più diffusa si riferisce al periodo dell'onda  $T$  [s] o, il che è lo stesso, alla frequenza  $f$  (misurata in Hertz) che, come si ricorderà, rappresenta l'inverso del periodo (figura 2.3). Con questo tipo di classificazione, si può ottenere un'analogia con le bande di uno spettro di onde elettromagnetiche. Nella figura 2.4 è infatti riportato una schematizzazione del contenuto energetico posseduto dalle onde caratterizzate da varie frequenze. Questa figura, sebbene si riferisca a dati mai misurati, consente di mostrare che la maggior parte del contenuto energetico sia attribuibile alla banda delle onde generate dal vento cui nel prosieguo si farà quasi esclusivamente riferimento.

Le onde di vento, come detto in precedenza, sono anche ulteriormente distinguibili in "onde di mare vivo", o "onde corte" e in "onde di mare morto", o "onde lunghe". Le prime si riferiscono a onde, piuttosto irregolari caratterizzate da un periodo più piccolo, che si vengono a formare nell'area di generazione.



**Figura 2.1** - Classificazione delle onde marine in base alla forza che le ha generate.

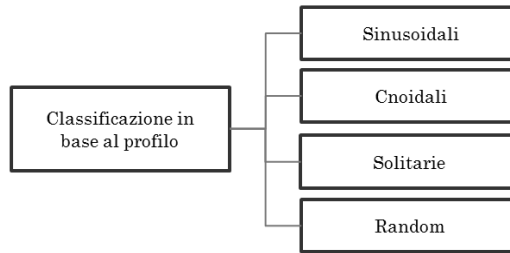


Figura 2.2 - Classificazione delle onde marine in base al loro profilo.

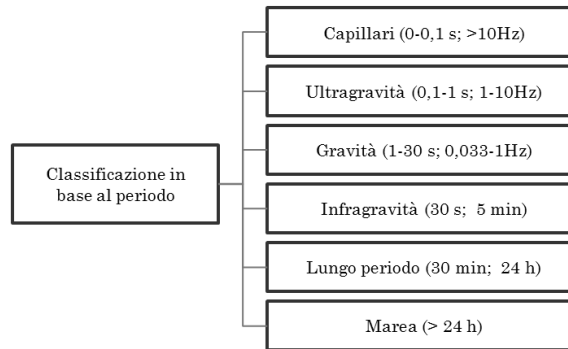


Figura 2.3 - Classificazione delle onde marine al loro periodo.

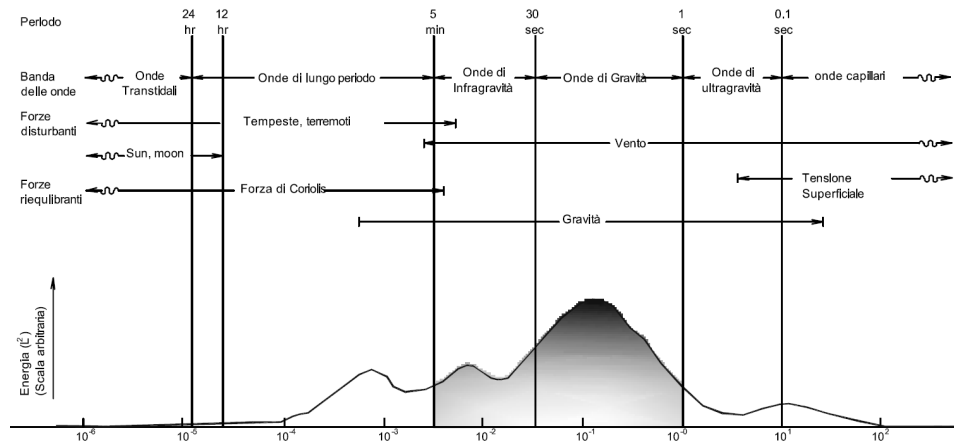


Figura 2.4 - Rappresentazione schematica dell'energia contenuta alle diverse frequenze dalle onde di mare (Kinsman, 1984).

Le seconde, invece, si riferiscono a quelle onde regolari che, uscite dall'area di generazione, si propagano anche per distanze notevolissime. Un modo molto grossolano per distinguerle è quello di considerare per le prime un periodo caratteristico inferiore a 10 s.

## 2.3 Le onde regolari

Le onde regolari sono la più semplice rappresentazione matematica per spiegare, in due dimensioni, le onde del mare. Esse sono piccole in ampiezza, sinusoidali, e progressivamente definibili dalla loro altezza ( $H$ ) e dalla loro periodo ( $T$ ) a profondità d'acqua note. Con questa semplice rappresentazione delle onde marine si potrà facilmente determinare: lo spostamento e il movimento delle onde, la loro cinematica (velocità e accelerazione), e la loro dinamica (pressioni, momenti e forze risultanti). Tuttavia questa semplice trattazione delle onde non potrà più essere utilizzata nel momento in cui l'altezza d'onda comincia ad assumere valori elevati.

Un'onda progressiva può essere rappresentata per mezzo di variabili spaziali ( $x$ ) e temporali ( $t$ ) o grazie alla loro combinazione (fase), definita come  $\varphi = kx - \omega t$ , dove i valori di  $k$  e  $\omega$  sono rispettivamente il numero d'onda  $k = 2\pi/L$  (dove  $L$  è lunghezza d'onda) e la frequenza angolare  $\omega = 2\pi/T$ . I valori di  $\varphi$  oscillano tra 0 e  $2\pi$ . Un'onda semplice che si propaga su un fondale orizzontale e che ha forma di propagazione costante potrà essere caratterizzata dall'altezza d'onda  $H$  dalla lunghezza d'onda  $L$  e dalla profondità  $d$ .

La velocità con la quale un'onda si propaga è definita come velocità di fase o celerità dell'onda  $C$ . Dal momento che la distanza percorsa da un'onda durante un periodo d'onda è uguale a una lunghezza d'onda, la celerità d'onda può essere collegata al periodo d'onda dalla seguente relazione:

$$C = \frac{L}{T} \quad (2.1)$$

La relazione che collega la celerità d'onda con la profondità dell'acqua e la sua lunghezza è data da:

$$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)} \quad (2.2)$$

L'equazione 2.2 è chiamata relazione di dispersione in quanto indica che onde con periodi diversi viaggiano a velocità diverse. Nelle situazioni in cui è presente più di un'onda, quella con più grande periodo viaggerà più velocemente. Dalla equazione 2.1, si vede che l'equazione 2.2 può essere scritta come:

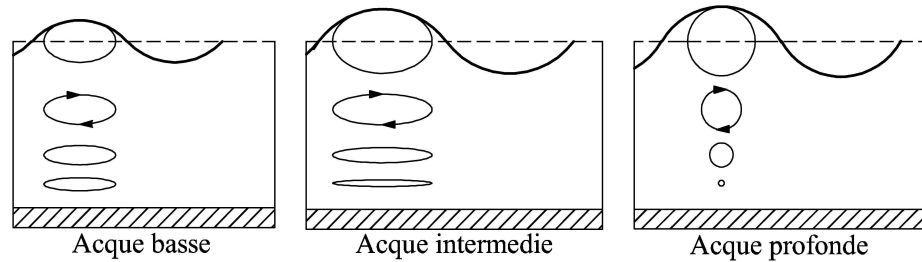
$$C = \frac{gT}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \quad (2.3)$$

Dalle equazioni 2.2 e 2.3 si può ottenere un'espressione per la lunghezza d'onda come funzione della profondità e del periodo dell'onda:

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) = \frac{gT}{\omega} \tanh(kd) \quad (2.4)$$

**Tabella 2.1** - Classificazione delle onde in funzione della profondità dell'acqua.

Classificazione	$d/L$	$kd$	$\tanh(kd)$
Acqua profonda	da $1/2$ a $\infty$	da $\pi$ a $\infty$	$\approx 1$
Acque intermedie	da $1/20$ a $1/2$	da $\pi/10$ a $\pi$	$\tanh(kd)$
Acque basse	da $0$ a $1/20$	da $0$ a $\pi/10$	$\approx (kd)$

**Figura 2.5** - Moto delle particelle d'acqua in acque basse, intermedie e profonde.

Tale equazione deve essere risolta per via iterativa poiché non è esplicitabile in  $L$ . I valori tabellati di  $d/L$  e  $d/L_0$  (SPM 1984) dove  $L_0$  è la lunghezza d'onda, in acque profonde, possono essere utilizzati per semplificare l'utilizzo di questa equazione.

Le onde di gravità possono anche essere classificate in base alla profondità dell'acqua in cui si propagano. La seguente classificazione viene fatta in base alla grandezza di  $d/L$  e i valori limite risultanti dalla funzione  $\tanh(2\pi d/L)$ . Bisogna notare che appena l'argomento della tangente iperbolica  $kd = 2\pi d/L$  diventa grande la  $\tanh(kd)$  tende a 1, e per piccoli valori di  $kd$  la  $\tanh(kd) \approx kd$ . Le onde sono quindi classificate in base al rapporto  $d/L$  come mostrato nella tabella 2.1. In figura 2.5 è mostrato la tipologia di moto delle particelle d'acqua al variare della profondità.

Nelle acque profonde,  $\tanh(kd)$  si approssima all'unità, l'equazione 2.1 e 2.4 si riducono a:

$$C_0 = \sqrt{\frac{gL_0}{2\pi}} = \frac{L_0}{T} \quad (2.5)$$

così l'equazione 2.3 diventa:

$$C_0 = \frac{gT}{2\pi} \quad (2.6)$$

Anche se l'acqua profonda si verifica effettivamente ad una profondità infinita,  $\tanh(kd)$ , per scopi più pratici, si approssima matematicamente all'una unità già in acque più basse. Infatti alla profondità relativa di  $1/2$ ,  $\tanh(2\pi d/L) = 0,9964$ .

Quando la profondità relativa  $d/L$  è più grande di  $1/2$ , la caratteristica d'onda sono virtualmente indipendenti dalla profondità. Le condizioni di acque profonde sono indicate quasi sempre dal pedice 0 come  $L_0$  e  $C_0$  ad eccezione del periodo  $T$  che rimane costante e indipendente dalla profondità delle onde. Nel sistema SI (Sistema Internazionale), la costante  $g/2\pi$  è pari a  $1,56 \text{ m/s}^2$ , è:

$$C_0 = \frac{gT}{2\pi} = \frac{9,8}{2\pi} T = 1,56 \cdot T \quad [m/s] \quad (2.7)$$

$$L_0 = \frac{gT^2}{2\pi} = \frac{9,8}{2\pi} T^2 = 1,56 \cdot T^2 \quad [m] \quad (2.8)$$

Le equazioni 2.7 e 2.8 sono utilizzate per calcolare la celerità delle onde quando la profondità relativa è  $d/L = 0.25$ ; l'errore risultante sarà circa del 9%. È evidente che una profondità relativa di 0,5 è un confine soddisfacente per separare le onde in acque profonde dalle onde in acque di profondità di transizione.

Quando siamo in presenza di onde in acque di transizione, le equazioni 2.1 e la 2.2 potranno essere usate senza nessuna semplificazione. Come regola le equazioni 2.1 e 2.2 possono essere utilizzate quando la profondità relativa è tra 0,5 e 0,05.

Quando la profondità relativa incomincia ad essere corrispondente alle acque basse (per esempio:  $2\pi d/L < 1/4$  o  $d/L < 1/25$ ), l'equazione 2.2 può scriversi:

$$C = \sqrt{gd} \quad (2.9)$$

Onde sufficientemente lunghe tali che sia applicabile l'equazione 2.9 vengono chiamate onde lunghe (questa relazione è attribuita a *Lagrange*). Così, quando un'onda viaggia in acque poco profonde, la celerità d'onda dipende solo dalla profondità dell'acqua.

In conclusione, appena un'onda (di vento) si propaga da acque profonde verso la spiaggia la sua celerità e la sua lunghezza d'onda sono funzione del periodo (o frequenza). Quando la profondità dell'acqua diventa bassa relativamente alla lunghezza delle onde, la lunghezza e la celerità delle onde dipendono dalla profondità e dal periodo. Infine le onde raggiungeranno un punto dove la loro lunghezza e la loro celerità dipenderanno solo dalla profondità (e non dalla frequenza).

## 2.4 Le onde irregolari

Le onde generate dal vento sono irregolari (non periodiche) e per questo motivo il termine di *onde irregolari* viene utilizzato per indicare i reali stati di mare. Questo termine è usato, laddove le onde hanno variabilità statistica e non sono monocromatiche, cioè non mantengono costanti le loro proprietà fisiche. Infatti le onde monocromatiche, generate in laboratorio, sono molto rare in natura. Lo stato del mare durante una mareggiata è sempre caratterizzato da onde con creste corte e irregolari.

Come detto nel paragrafo 2.2 quando il vento soffia sul mare, genera tensioni tangenziali che, associate alle variazioni di pressione dovute alla turbolenza del movimento dell'aria, sono all'origine della formazione delle onde. In questa fase il mare ha diversi tipi di onde con diverse altezze d'onda e periodi. Queste onde vengono chiamate onde di mare vivo oppure con i termini inglesi *wind waves* e *short crested*.

Le onde di mare vivo sono generate da un campo di vento che sollecita direttamente il bacino marino mentre le onde di mare lungo sono dovute soprattutto a un campo di vento che ha agito in precedenza al di fuori di tale bacino e che ha dato luogo a onde le

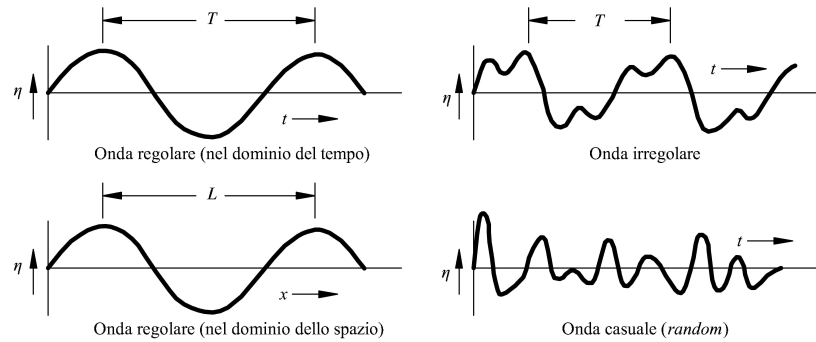


Figura 2.6 - Rappresentazione delle onde di mare.

quali, propagandosi poi in una zona di calma, pervengono infine al bacino stesso, sottoposto eventualmente a un nuovo campo di vento. In particolare, le onde di vento, indicate anche come onde *random*, esibiscono un profilo irregolare sia nel dominio del tempo che nel dominio dello spazio (figura 2.6) e possono essere considerate come dovute alla sovrapposizione di onde regolari elementari (onde componenti) che hanno diversa altezza, diverso periodo, diversa direzione e che sono sfasate tra loro in modo aleatorio, dove la notazione di onda elementare indica un'onda caratterizzata da un'altezza molto piccola rispetto alla deviazione standard costruita con gli spostamenti verticali del profilo d'onda misurati a partire dal livello di quiete.

Le onde di mare morto (in inglese indicate con i termini *swell* e *long crested*), con alti periodi, che hanno viaggiato a lungo e provengono da molto lontano tendono ad essere molto più uniformi in termini di altezza d'onda e periodo. Uno stato di mare può essere costituito da onde di vento, onde lunghe oppure dalla loro combinazione.

La superficie degli oceani è spesso il risultato della combinazione di molte componenti. Queste componenti sono generalmente prodotte dal vento che soffia nelle diverse regioni del mondo e che si propagano fino al punto di osservazione. Se si potesse misurare le onde, attraverso una boa posta ad una posizione fissa nell'oceano, si vedrebbe che la superficie del mare sarebbe piuttosto casuale e irregolare.

Anche se le onde individuali possono essere facilmente identificate, c'è sempre una variabilità significativa nell'altezza e nel periodo in ogni onda. Come conseguenza a quanto detto, le definizioni di altezza d'onda, di periodo e di durata, devono essere espressi in termini statistici.

Ci sono due approcci analitici per simulare le onde irregolari: il metodo spettrale (*spectral wave*) e a treno d'onda (*wave-by-wave*). Con l'approccio del treno d'onda, si utilizza la storia temporale di una superficie marina in un punto. Le ondulazioni del mare, sono identificate come onde e vengono sviluppati i dati acquisiti secondo metodologie statistiche. I metodi spetrali sono basati sulla trasformata di Fourier della superficie marina ed è il procedimento matematico più appropriato per analizzare una superficie tridimensionale dipendente dal tempo come quella del mare.

In generale, l'insieme di onde che rappresenta uno stato di mare può essere scomposto in un numero di componenti d'onda individuali, ciascuna con la sua frequenza ( $f = 1/T$ ) e direzione  $\gamma$ .

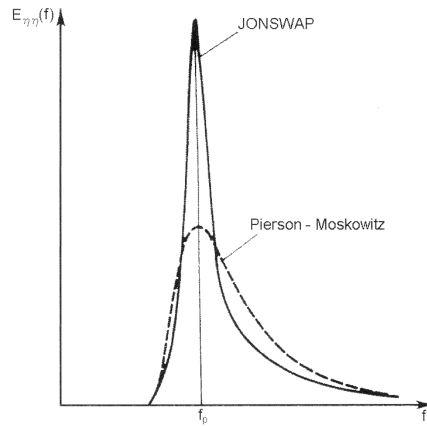


Figura 2.7 - Spettri JONSWAP e P-M a confronto.

La distribuzione dell'energia d'onda come funzione della frequenza è comunemente rappresentata dalla media della densità di energia dello spettro monodimensionale, indicato come  $E_{\eta\eta}(f, \gamma)$ . Due dei più usati spettri d'onda semi-empirici utilizzati sono lo spettro descritto da Pierson (1964) e quello denominato JONSWAP (Hasselmann, 1973) entrambi mostrati nella figura 2.7.

La frequenza di picco ( $f_p$ ) è un parametro caratteristico che viene definito come la frequenza del picco di energia in uno spettro d'onda. Il periodo di picco  $T_p$  è l'inverso di  $f_p$ . Gli spettri sono formulati usando una funzione potenza rispetto alla frequenza, o alla frequenza angolare, contenente alcuni parametri di scala costanti. Lo spettro Pierson e Moskowitz (P-M) rappresenta un mare completamente sviluppato, in acque profonde ed assume la seguente forma:

$$E_{P-M} = \alpha' \cdot g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5} \exp\left[-\frac{5}{4} \left(\frac{f}{f_m}\right)^{-4}\right] \quad (2.10)$$

in cui:  $\alpha' = 0,0081$ ;  $f_m \approx 0,14 g/U_w$  e  $U_w =$  velocità del vento all'altezza  $z$ .

Lo spettro JONSWAP (J) rappresenta lo stato di mare limitato per *fetch* e si esprime nel modo seguente:

$$E_J = \alpha' \cdot g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5} \exp\left[-\frac{5}{4} \left(\frac{f}{f_m}\right)^{-4}\right] \cdot \gamma^{\exp\left[-\left(\frac{f}{f_m}-1\right)^2 \cdot 2\omega^2\right]} \quad (2.11)$$

in cui:  $\alpha' = 0,0662 \cdot (gF/U_w^2)^{-0,2}$ ,  $f_m \approx 0,14 g/U_w$  19,5.

$\gamma \approx 3,3$ ; rappresenta il fattore di picco (*peakness*) che varia tra 1 e 5 ed è uguale a 1 nello spettro P-M;

$\omega \approx 0,07$  per  $f < f_m$  e  $\omega \approx 0,09$  per  $f \geq f_m$

$U_w =$  velocità del vento all'altezza  $z$ .

**Tabella 2.2** - Descrizione spaziale dei parametri d'onda.

Altezze - A		$A / H_{rms}$	$A / \sqrt{m_0}$	$A / H_s$
Deviazione standard della superficie libera	$\sigma_\eta = \sqrt{m_0}$	$1/2\sqrt{2}$	1,0	0,25
Altezza quadratica media	$H_{rms}$	1	$2\sqrt{2}$	0,70
Moda	$\mu(H)$	$1/\sqrt{2}$	2	0,49
Altezza mediana	$P \cdot (\underline{H} < H) = 0,5$	$\sqrt{\ln 2}$	$\sqrt{8 \ln 2}$	0,58
Altezza media	$\bar{H} = H_1$	$\sqrt{\pi} / 2$	$\sqrt{2\pi}$	0,62
Altezza significativa	$H_s = H_{1/3}$	$\sqrt{2}$	4	1,0
Altezza media del decimo piú alto	$H_{1/10}$	1,80	5,09	1,27
Altezza media del centesimo piú alto	$H_{1/100}$	2,35	6,67	1,66
Periodi		Stime relative ai momenti spettrali		
Periodo medio	$T_m$	$\sqrt{m_0 / m_2}$		
Periodo di picco dello spettro	$T_p$	$T_p = 1 / f_p$		

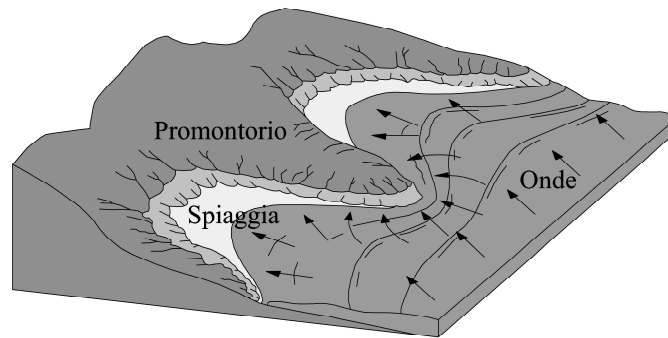
La descrizione spettrale dei parametri d'onda risulta di grande utilità per la valutazione delle cosiddette onde caratteristiche, ed è stata necessaria in questo lavoro di tesi per propagare le onde da largo sotto costa (vedi tabella 2.2).

## 2.5 La rifrazione

Il fenomeno del cambiamento di direzione, o della rotazione del fronte d'onda in prossimità della costa, è conosciuto come "rifrazione delle onde". In acque profonde i fronti d'onda hanno tra di loro disposizione parallela. Quando le onde si propagano da largo verso la costa, vengono frenate per l'attrito che il fondale esercita sul moto orbitale delle particelle d'acqua. Questa azione inizia a essere sensibile quando la profondità del fondale diventa inferiore alla metà della lunghezza dell'onda in movimento. Se l'onda incontra fondali di morfologia irregolare o procede obliquamente alle isobate, questa azione non avviene contemporaneamente su tutto il fronte d'onda. Infatti i tratti di essa che trovano un innalzamento del fondale verranno frenati, mentre i settori contigui procederanno con la stessa velocità: il fronte di un'onda rettilinea si deforma quindi in funzione della morfologia del fondale (figura 2.8). Ciò è particolarmente evidente in corrispondenza di una secca, dove l'onda può essere frenata tanto da incurvarsi determinando spesso una concentrazione di energia proprio dietro l'ostacolo, come fa la luce quando attraversa una lente convergente. Se l'onda si propaga obliquamente rispetto alle isobate, il tratto più vicino alla costa viene frenato prima di quello lontano e il fronte d'onda ruota progressivamente fino a disporsi parallelamente alla riva.

Questo fenomeno è di fondamentale importanza nel modellamento delle coste ed è responsabile delle differenze nella qualità di energia che raggiunge i vari tratti di litorale.





**Figura 2.8** - La rifrazione delle onde lungo una costa irregolare. Le onde convergono sui promontori, concentrando la propria energia e divergendo nelle spiagge.

Se consideriamo le ortogonali ai fronti d'onda, si può tracciare il percorso di ogni singolo tratto dell'onda: le convessità delle isobate, quali quelle che caratterizzano le aree antistanti i promontori, determinano la convergenza delle ortogonali, e quindi dell'energia trasportata dall'onda e dell'energia associata (figura 2.8). Per questo i promontori sono investiti da una grande energia del moto ondoso, mentre all'interno dei golfi si ha un'attenuazione. Le onde più lunghe sentono l'effetto del fondale assai lontano dalla costa e iniziano presto la rotazione che porta a disporsi parallelamente alla riva; al contrario le onde più corte, generate dalle mareggiate locali, iniziano a ruotare assai più vicino a riva, dove possono giungere con fronti obliqui.

In questi casi le onde determinano flussi di acqua, e di energia, che hanno una componente parallela a riva (*longshore*) e che sono responsabili del trasporto litoraneo dei sedimenti (*longshore drift*), ossia di tutti quei processi che coinvolgono la distribuzione dei sedimenti trasportati dai fiumi, l'erosione delle spiagge e l'accumulo della sabbia a ridosso degli ostacoli che questo flusso incontra nel suo scorrere lungo la costa.

Praticamente, lo spostamento angolare che subisce il fronte d'onda viene individuata attraverso gli angoli  $\theta$  e  $\alpha$ , dove  $\theta$  è l'angolo compreso tra un asse di riferimento  $x$  e l'ortogonale e  $\alpha$  è l'angolo compreso tra la normale  $n$  alla batimetrica e l'ortogonale, quindi tra la batimetrica e il fronte d'onda. Inoltre ogni ortogonale d'onda è orientata verso le profondità decrescenti e la coordinata curvilinea assunta su di essa è identificata con  $s$ . Con riferimento alla figura 2.9, lo spostamento  $ds$  lungo l'ortogonale presentato dal fronte d'onda per passare dalla posizione P a quella Q nell'intervallo di tempo  $dt$  è dato:

$$ds = c dt \quad (2.12)$$

la quale comporta le seguenti tre variazioni:

- una variazione dell'angolo  $\theta$

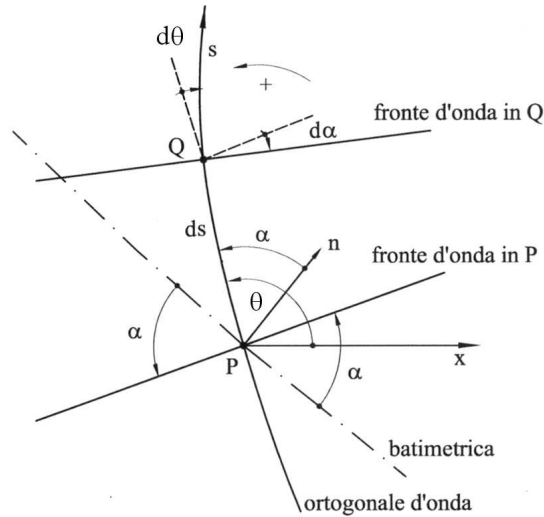


Figura 2.9 - Tratto di fronte d'onda e notazioni specifiche (Scarsi, 2009).

$$d\theta = \left(\frac{dc}{c}\right) \tan \alpha; \quad d\theta = \left(\frac{dL}{L}\right) \tan \alpha \quad (2.13)$$

- una variazione dell'angolo  $\alpha$  data da:

$$d\alpha = d\theta - dn \quad (2.14)$$

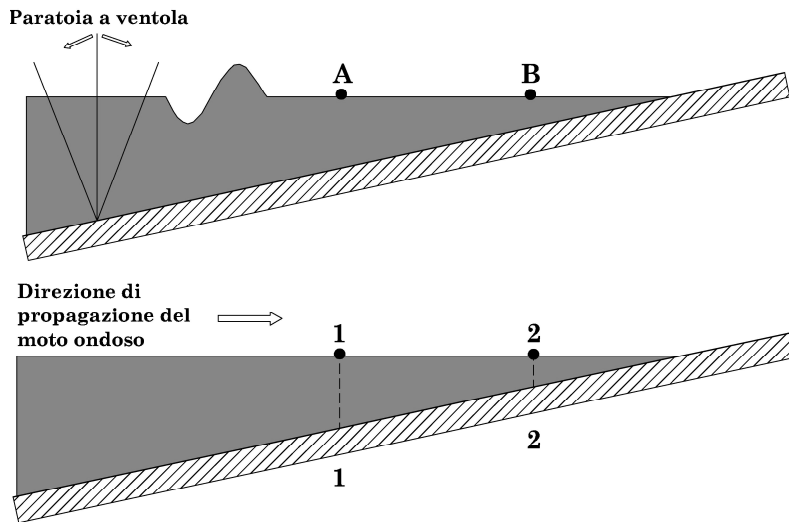
- una variazione dell'altezza d'onda  $H$

$$E_{F,Q} b_Q = E_{F,P} b_P \quad (2.15)$$

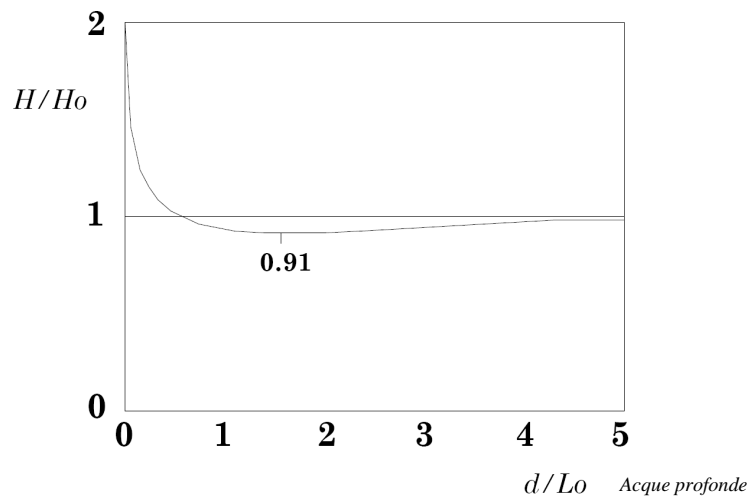
nelle equazioni precedenti:  $c$ ,  $L$ , e  $\alpha$  sono rispettivamente le velocità di fase, la lunghezza d'onda e l'angolo  $\alpha$  in P;  $dn$  è l'angolo elementare di cui ha ruotato la normale  $n$  nel passare da P a Q;  $b_P$  e  $b_Q$  sono le distanze in P e Q tra l'ortogonale considerata e l'ortogonale ad essa adiacente, non visibile in figura 2.9.

## 2.6 Lo shoaling

Avvicinandosi a riva, le onde si propagano su acque di profondità intermedia il moto delle particelle degli strati più bassi è frenato dall'attrito, tanto che le orbite ellittiche divengono, sempre più schiacciate quanto più il fondale diminuisce. Inoltre le velocità orbitali si riducono più gradualmente con la profondità ed in acque molto basse rimangono quasi costanti lungo la verticale, mentre le orbite al fondo si fanno ancor più



**Figura 2.10** - Generazione di onde regolari mediante oscillazione periodica della paratoia (si consideri il punto A su profondità infinita). Schema del volume di controllo adottato per lo studio del fenomeno di shoaling.



**Figura 2.11** - Rappresentazione dell'andamento del coefficiente di shoaling in funzione della profondità relativa (attacco frontale del moto ondoso).

schiacciate, fino quando il movimento delle particelle non si trasforma in un oscillazione orizzontale. Una situazione simile a quella appena descritta si può anche realizzare in laboratorio con ondogeno all'interno della quale vengono generate onde cilindriche. Nelle situazioni suddette, sia in mare aperto, sia in laboratorio, il fenomeno

di *shoaling* (ossia di irripidimento dell'onda) rende conto delle variazioni delle caratteristiche delle onde per effetto delle variazioni di profondità attraverso un processo conservativo che impone, per l'appunto, dalla profondità infinita alla generica profondità  $d$ , la conservazione del flusso medio di energia per unità di larghezza della cresta.

Ricordando che la definizione di profondità infinita viene data sulla base del rapporto tra la profondità locale e la lunghezza d'onda, lo studio del fenomeno di *shoaling* può essere affrontato come segue. Si consideri un'oscillazione della paratoia di tipo periodico (figura 2.10) con conseguente generazione di onde regolari che, per le loro caratteristiche, possono essere considerate su profondità infinita. Si noti inoltre che nel passaggio dal punto A al punto B (ossia nel processo di propagazione da profondità infinita a profondità finita), sebbene vi sia una variazione di altezza d'onda, non vi è variazione di periodo (il periodo di ogni fenomeno nel canale è quello imposto dalla paratoia).

Si ipotizzi un fondo acclive di pendenza modesta e un trascurabile effetto degli attriti sia interni che al fondo. Con riferimento alla figura precedente, si consideri quindi un volume di controllo individuato da due piani verticali perpendicolari alla direzione di propagazione delle onde. Sulla base delle citate ipotesi, in particolare per l'assenza di dissipazioni, la quantità media di energia nell'unità di tempo (potenza media) che attraversa la sezione (1-1), deve essere uguale a quella che attraversa la sezione (2-2). Esprimiamo la conservazione del flusso medio di energia tra la profondità infinita e la generica profondità  $d$  come:

$$E_0 \cdot C_{g_0} = E \cdot C_g \quad (2.17)$$

avendo indicato con il pedice "0" le quantità su profondità infinita, con  $E$  la densità di energia e con  $C_g$  la velocità di propagazione dell'energia (celerità di gruppo). Il periodo dell'onda, come già detto, è considerato un'invariante della propagazione. Su profondità infinita e alla profondità  $d$  si ha, rispettivamente:

$$E_0 = \rho g H_0^2; \quad C_g = \frac{C_0}{2}; \quad C_0 = \frac{gT}{2\pi} \quad (2.18)$$

$$E_0 = \rho g H^2; \quad C_g = \frac{C}{2} \left( 1 + \frac{2kh}{\sinh(2kd)} \right); \quad C = \frac{gT}{2\pi} \tanh(kd) \quad (2.19)$$

Introducendo queste relazioni nell'equazione (2.1), si ottiene il coefficiente di *shoaling*:

$$K_s = \frac{H}{H_0} = \sqrt{\frac{C_{g_0}}{C_g}} = \sqrt{\frac{2 \cosh^2(kh)}{2kh + \sinh(2kh)}} \quad (2.20)$$

Esso correla l'altezza d'onda  $H$ , corrispondente alla profondità locale  $d$ , all'altezza d'onda  $H_0$  al largo (su profondità infinita). Possiamo anche rappresentare il coefficiente

di *shoaling*  $H/H_0$  in funzione del rapporto  $d/L_0$ , ossia della profondità relativa come si può osservare nella figura 2.11.

Tale figura va letta ricordando che nel processo di propagazione dal largo alla riva, l'onda procede verso profondità decrescenti (ossia da valori  $d/L_0$  più alti a valori  $d/L_0$  più bassi).

Pertanto, come si vede, la riduzione dell'altezza dell'onda per effetto della variazione della profondità è comunque piccola (<10%). Infatti, l'asintoto rappresentato dall'asse delle ordinate cui tende l'altezza dell'onda al tendere a zero della profondità, è da considerarsi un'astrazione analitica: l'altezza d'onda non andrà mai all'infinito (ciò, tra l'altro, implicherebbe dal punto di vista fisico anche una crescita infinita del contenuto energetico dell'onda che, invece, può soltanto diminuire) perché prima subentrerà il fenomeno di frangimento, di seguito discusso, che porterà l'onda a ripiegarsi su se stessa e a trasformare l'energia organizzata del moto ondoso in energia turbolenta.

## 2.7 Il frangimento

Se le onde in acque alte non sono in grado di esercitare un'azione morfodinamica, in acque basse la situazione è ben diversa, e il trasferimento di massa con la necessità di flussi opposti per ristabilire gli equilibri, le forti velocità orbitali al fondo e il loro andamento asimmetrico possono spostare ingenti quantità di sedimenti da e verso la riva, nonché, con onde oblique, anche lungo la costa.

Anche la sezione dell'onda si modifica con il procedere verso riva aumenta la sua altezza ( $H$ ) e le creste divengono più aguzze, mentre i cavi si fanno sempre più piatti. In definitiva l'onda subisce un incremento di ripidità ( $H/L$ ) fino a che si raggiunge il limite di stabilità. Inoltre, dato che le particelle si muovono nello strato superficiale sono meno soggette ad attrito rispetto a quelle che si muovono in prossimità del fondo, l'onda avanza più velocemente nella parte alta, le creste diventano quindi asimmetriche fino a che l'onda non cade in avanti su se stessa: è il fenomeno del frangimento che comporta una dissipazione dell'energia trasportata dal moto ondoso.

Il punto esatto dove avviene il frangimento non è facilmente stimabile o prevedibile, e per la sua determinazione esistono vari criteri empirici più o meno complessi (Madsen *et al.* 1997, D'Alessandro *et al.* 2008).

È importante comunque comprendere che il fenomeno del frangimento avviene in maniera ripetuta per una considerevole lunghezza, specialmente nel caso del frangimento "*spilling*"; una volta rotta l'onda, e dissipata una parte dell'energia, il moto ondoso riprende con altezza ridotta per poi rompersi ulteriormente, e così via. È sufficiente guardare una spiaggia durante una mareggiata per convincersene.

Un criterio di frangimento semplice e molto usato, è il seguente:

$$H_f = 0,8d \quad (2.21)$$

con  $H_f$  altezza d'onda al frangimento, e  $d$  profondità d'acqua corrispondente.

Le onde di gravità progressive possono raggiungere forme limite caratterizzate da altezze  $H_f$  indicate come altezze di frangimento, le quali dipendono dalla lunghezza d'onda  $L$  (quindi dal periodo  $T$ ) e in aggiunta: dalla profondità  $d$  del fondo quando la

profondità è finita; dalla profondità del fondo e dalla sua pendenza  $s_b$  quando la profondità finita è bassa e il fondo non è orizzontale.

Le condizioni di frangimento possono dunque essere descritte come segue:

$$\frac{H_{f_0}}{L_0} = \cos t; \quad \frac{H_{f_0}}{gT^2} = \cos t \quad (2.22)$$

$$\frac{H_f}{L} = F\left(\frac{d}{L}\right); \quad \frac{H_f}{gT^2} = F\left(\frac{d}{gT^2}\right) \quad (2.23)$$

$$\frac{H_f}{d} = F\left(\frac{d}{gT^2}\right); \quad \frac{H_f}{d} = F\left(\frac{d}{gT^2}, s_b\right) \quad (2.24)$$

$$\frac{H_f}{d} = \cos t; \quad \frac{H_f}{d} = F(s_b) \quad (2.25)$$

In particolare: le equazioni 2.22 interpretano il frangimento su profondità infinita; le equazioni 2.23 il frangimento su profondità finita con fondo orizzontale e su profondità finita intermedia con fondo anche non orizzontale purché di pendenza  $s_b$  modesta tale cioè da non influenzare il frangimento stesso, come avviene molto frequentemente; le equazioni 2.24 riguardano il frangimento sulle basse profondità con fondo orizzontale la prima e con fondo non orizzontale la seconda, dove la pendenza deve essere messa in conto anche se modesta.

Le equazioni 2.25 individuano il frangimento sulle profondità relative tendenti a zero, con fondo orizzontale la prima e con fondo non orizzontale la seconda. Tutte queste formule forniscono il valore dell'altezza d'onda in funzione del fondale, e dunque il valore con cui decresce l'energia mano a mano che ci sia avvicina alla riva.

È importante tenere presente che seguendo Svendsen e Jonsson (1976), la pendenza può essere ritenuta modesta se è verificata la condizione:

$$\frac{s_b L}{d} < 1 \quad (2.26)$$

Le relazioni di frangimento suggerite per le onde progressive bidimensionali sono distinte tra loro in base alla condizione di profondità.

Nella condizione di profondità infinita l'altezza d'onda al frangimento può essere valutata attraverso la relazione suggerita da Michell (1893) e confermata in seguito da diversi autori, tra i quali Yamada (1957).

Questa relazione si basa sul criterio di Stokes ed è espressa dalla:

$$\frac{H_{f_0}}{L_0} = 0.142 \quad (2.27)$$

dove la lunghezza d'onda al frangimento  $L_f$  è fornita dalla:

$$L_{f_0} = 1.2 \frac{gT_0^2}{2\pi} \quad (2.28)$$

$$L_0 = \frac{gT_0^2}{2\pi} \quad (2.29)$$

Nella condizione di profondità finita intermedia con fondo orizzontale o con fondo non orizzontale ma a pendenza modesta, l'altezza d'onda al frangimento può essere valutata, anche, in base alle relazioni proposte da Miche (1944) e Scarsi (1968, 1972) che forniscono, se utilizzate in modo appropriato, valori in ottimo accordo con risultati sia teorici che sperimentali. Tali relazioni si basano sul criterio di Stokes e sono espresse, rispettivamente, dalle:

$$\frac{H_f}{L_f} = 0.140 \tanh\left(\frac{2\pi d}{L_f}\right), \text{ per } \frac{d}{L_f} \geq 0.11 \quad (2.30)$$

$$\frac{H_f}{L_f} = \frac{0.095 \tanh\left(1.2 \frac{2\pi d}{L_f}\right)}{\left[1 - 0.324 \tanh\left(\frac{2\pi d}{L_f}\right)\right]}, \text{ per } \frac{d}{L_f} \geq 0.88 \quad (2.31)$$

dove la lunghezza d'onda al frangimento  $L_f$  deve essere calcolata con la:

$$L_f = 1.2 \cdot \left(\frac{gT^2}{2\pi}\right) \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \quad (2.32)$$

ed è dunque maggiore del 20% rispetto alla lunghezza d'onda:

$$L_f = \left(\frac{gT^2}{2\pi}\right) \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \quad (2.33)$$

In letteratura si fa spesso riferimento a quattro tipi principali di frangenti, che però non sempre sono facilmente identificabili, sia per la presenza di forme intermedie, sia perché in ogni mareggiata si sommano onde diverse che frangono con le loro specifiche modalità.

Nella terminologia inglese, che non ha una diretta corrispondenza con possibili termini italiani si ha frangimento di tipo:

*Spilling* - su spiagge a bassa pendenza con onde molto ripide che collassano in modo caotico spumeggiando via via che si avvicinano a riva e dissipando la quasi totalità della propria energia (figura 2.12).

*Plunging* - su spiagge a media pendenza con onde di ripidità intermedia che assumono un fronte concavo e una cresta aguzza che ricade in avanti, sono ad esempio le onde “cavalcabili” con la tavola (figura 2.13).

*Surging* - su spiagge a forte pendenza con onde poco ripide che risalgono mantenendo un profilo dolce e senza frangere; la gran parte dell’energia viene riflessa (figura 2.14).

*Collapsing* - caratteristico di onde che dopo aver assunto un fronte molto inclinato, collassano gradualmente procedendo verso riva su di una spiaggia a pendenza medio-elevata (figura 2.15).

Il confronto fra i parametri d’onda e la pendenza della spiaggia consente di prevedere il tipo di frangente che si genera (Battjes 1974) calcolando per esempio il numero di Iribarren. Per individuare il tipo di frangimento come mostra la tabella 2.3 basta identificare degli appropriati indici suggeriti da Galvin (1968) e da Battjes (1974). Gli indici di Galvin sono definiti dalle seguenti equazioni:

$$\beta' = \frac{H_0'}{gT^2 s_b^2 / 2\pi} \quad \text{dove } H_0' = H_0 \cdot K_r \quad (2.34)$$

$H_0'$  è l’altezza d’onda equivalente al largo,  $H_0$  è l’altezza d’onda effettiva e  $K_r$  è il coefficiente di rifrazione.

$$\beta'' = \frac{H_f}{gT^2 s_b} \quad (2.35)$$

l’indice di Iribarren invece è dato:

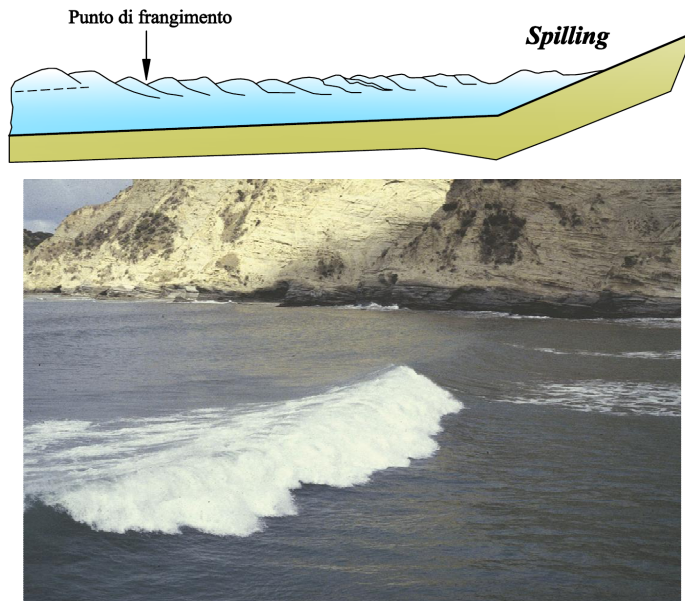
$$I_r = \frac{s_b}{(2\pi H_f / gT^2)^{0,5}} \quad (2.36)$$

L’indice  $\beta'$  è un indice *offshore* perché è precisato con l’altezza d’onda al largo mentre  $\beta''$  e  $\beta$  sono indici *inshore* perché specificati con l’altezza d’onda al frangimento.

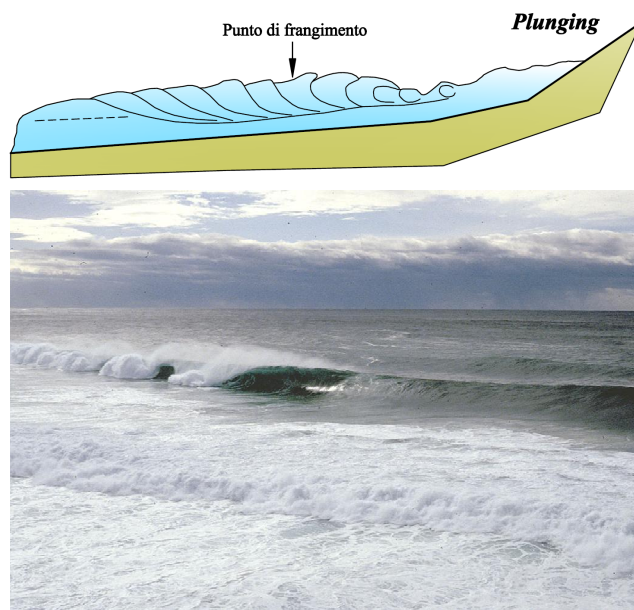
**Tabella 2.3** - Tipo di frangimento e relativi indici.

<b>Tipo di frangimento</b>	<b><math>\beta'</math></b>	<b><math>\beta''</math></b>	<b><math>I_r</math></b>
<i>Spilling</i>	> 4,48	> 0,068	< 0,40
<i>Plunging</i>	0,09÷4,48	0,003÷0,068	0,40÷2,00
<i>Surging</i>	< 0,09	< 0,003	< 2,00

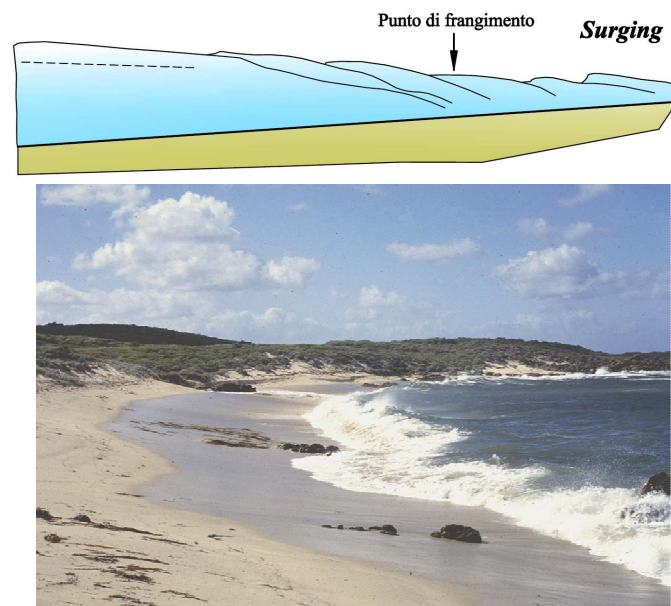




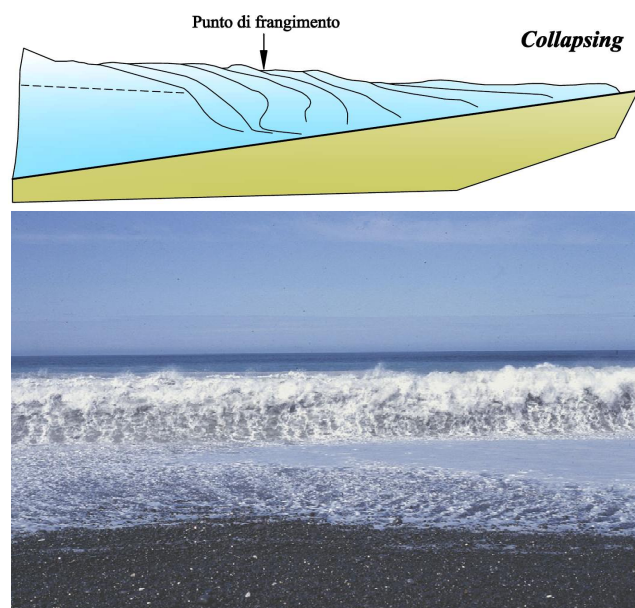
**Figura 2.12** - Questo frangimento è caratterizzato da una cresta simmetrica rispetto alla verticale che passa per il punto più alto della cresta stessa; è dotato di schiuma sulla lato della cresta disposto dalla parte verso riva; associato a fondali orizzontali, o a pendenza modesta, e a onde con elevata ripidità al largo.



**Figura 2.13** - Questo frangimento è caratterizzato da una cresta non simmetrica rispetto alla verticale che passa per il punto più alto della cresta stessa; è dotato di un getto che presenta la caduta dalla parte verso riva. È associato a fondali a media pendenza e a onde con media ripidità al largo.



**Figura 2.14** - Questo frangimento è caratterizzato da una cresta non simmetrica rispetto alla verticale che passa per il punto più alto della cresta stessa; senza la presenza del getto; è dotato di schiuma sul lato della cresta disposto dalla parte verso riva. Questo frangimento è associato a fondali a forte pendenza e a onde con modesta ripidità al largo.



**Figura 2.15** - È un frangimento intermedio tra il *plunging* e il *surging*.

## 2.8 Il *run-up* sulle spiagge

Nella zona di frangimento (*surf*) in prossimità della battigia, una parte del moto oscillatorio delle onde incidenti è convertita, in una traslazione in avanti della massa d'acqua. Ciò spesso comporta la formazione di un'onda con fronte verticale (*bore*) che avanza verso la spiaggia. Questo fenomeno è conosciuto con il termine *run-up* e si verifica anche sui paramenti esterni delle strutture costiere.

Il *run-up* è definito come la massima elevazione verticale del livello medio marino, rispetto al livello di quiete, raggiunto durante la sua risalita sulla spiaggia (*uprush*). L'onda di *uprush* è formata da due componenti: la sopraelevazione del livello medio dell'acqua, dovuta all'azione dell'onda (*setup*) e le oscillazioni della quota media (*swash*). Il *run-up* ( $R$ ), è un massimo locale o un picco raggiunto in un preciso istante di sopraelevazione  $\eta$  dall'onda che risale sulla spiaggia (figura 2.16). Questo limite descrive bene la porzione del profilo di spiaggia attiva e pertanto è fondamentale se si vuole determinare la posizione della linea di riva.

Hunt nel 1959, ha calcolato empiricamente il *run-up* per onde regolari, tenendo conto della pendenza della spiaggia, dell'altezza d'onda incidente e della ripidità dell'onda. Ne venne fuori un'equazione che nella sua forma adimensionale (suggerita da Battjes, 1974) risulta essere:

$$\frac{R}{H_0} = \xi_0 \text{ per } 0,1 < \xi_0 < 2,3 \quad (2.37)$$

per pendenze uniformi, lisce e impermeabili, nella quale  $\xi_0$  è il numero di Iribarren ( $\xi_0 = \tan\beta(H_0/L_0)^{-1/2}$ ) e dove  $\tan\beta$  è la pendenza della spiaggia. Il limite massimo di *run-up* su una spiaggia a pendenza uniforme è data da:

$$\frac{R}{H_0} = (2\pi)^{1/2} \cdot \left(\frac{\pi}{2\beta}\right)^{1/4} \quad (2.38)$$

basata sul criterio sviluppato da Miche (1951) e Keller (1961).

Diversi studi di settore hanno riscontrato che come per le onde regolari, il *run-up* delle onde irregolari, è funzione del parametro di Iribarren (Holman and Sallenger 1985, Mase 1989, Nielsen e Haslow 1991). Tuttavia il *run-up* di queste onde non è lo stesso di quello generato dalle onde regolari. Infatti esso risente delle interazioni mareali ma anche delle onde di *run-down* ovvero dalle onde in discesa dalla spiaggia (ad ogni onda di *run-up* è associata un'onda di *run-down*). Queste onde possono avere un effetto frenante per le onde di *run-up* e ostacolare la loro risalita. Il rapporto del numero di *run-up* con il numero di onde incidenti aumenta all'aumentare del numero di Iribarren (l'intervallo di valori va da 0,2 a 1,0 per  $\xi_0$  compreso tra 0,15 e 3,0). In questo modo per bassi valori di  $\xi_0$ , il *run-up* viene controllato da energie di bassa frequenza (onde di infragravità). Per determinare i valori dell'altezza massima di risalita si usano formule empiriche, di cui ne esiste un'infinita varietà; hanno tutte struttura piuttosto simile, ad esempio, quelle proposte da Mase (1989) sono:

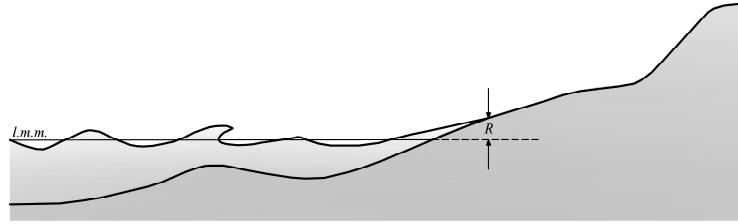


Figura 2.16 - Il *run-up* verticale in una spiaggia.

$$\frac{R_{medio}}{H_0} = 1,88 \cdot \xi^{0,69}; \quad \frac{R_{10}}{H_0} = 1,70 \cdot \xi^{0,71} \quad (2.39)$$

$$\frac{R_{2\%}}{H_0} = 1,86 \cdot \xi^{0,71}; \quad \frac{R_{1/3}}{H_0} = 1,38 \cdot \xi^{0,70} \quad (2.40)$$

dove:

$R_{2\%}$  = valore di *run-up* superato dal 2% delle onde in arrivo sulla costa.

$R_{1/10}$  = valore di *run-up* corrispondente alla media di 1/10 delle altezze d'onda in arrivo sulla costa.

$R_{1/3}$  = valore di *run-up* corrispondente alla media di 1/3 delle altezze d'onda in arrivo sulla costa.

$R_{medio}$  = valore di *run-up* corrispondente alla media di tutte le altezze d'onda in arrivo sulla costa.

Queste relazioni di tipo sperimentale esprimono il rapporto tra il  $R$  e i parametri caratteristici dell'onda al largo (altezza d'onda  $H_0$  e periodo  $T_0$ ) e la morfologia trasversale della spiaggia rappresentata con la pendenza  $\tan(\beta)$ . I parametri di input sono relativi alle caratteristiche dell'onda a largo e alla morfologia trasversale di spiaggia. E' bene notare che queste formule tengono già conto dell'effetto di *set-up*.

Alcune formule empiriche sono state prodotte da misure di campo (Holman 1986, Nielsen and Hanslow 1991) ed oggi sono molto usate in ambienti costieri molto simili a quelli utilizzati per svolgere le misure.

Quando avviene il fenomeno di *run-up*, la dissipazione dell'energia del moto ondoso si completa all'interno della zona di *swash* che si estende dal limite di massima risalita dell'onda sulla spiaggia al livello minimo di bassa marea. Sulle spiagge ripide si estende dalla cresta della berma emersa al gradino sommerso.

Il *run-up* è controllato fondamentalmente dall'energia dell'onda, dalla pendenza della spiaggia e dall'infiltrazione dell'acqua nei sedimenti (grado di permeabilità). Il flusso di ritorno o *run-down* (risacca) è invece controllato dalla forza gravitazionale è quindi dipende solo dalla pendenza della spiaggia.

L'azione di risalita del moto ondoso sulla spiaggia risente sia del cambiamento delle caratteristiche dei sedimenti tra spiaggia sommersa ed emersa, sia della forma del profilo di spiaggia che cambia al variare delle condizioni d'onda.

Sulle spiagge a debole pendenza la porzione emersa del profilo può raccordarsi con quella sommersa senza la presenza di nessun gradino morfologico. In queste condizioni le onde che arrivano nella zona di *swash*, difficilmente possono distinguersi dagli effetti

mareali. Inoltre la zona di *swash* in questo modo è relativamente ampia e le velocità di risalita dell'onda sono basse con il risultato che la durata del ciclo di risalita e ridiscesa dell'onda può essere diversi multipli del periodo dell'onda incidente. Sempre in queste condizioni a causa della bassa pendenza della spiaggia, la lama d'acqua in risalita, è di solito molto sottile con conseguente bassa infiltrazione. La distanza del *run-up* varierà con scale temporali da decine a centinaia di secondi e sarà governata dalle oscillazioni di bassa frequenza tipiche della zona di *surf* (zona dei frangenti).

Sulle spiagge ripide, oltre alle onde che arrivano dalla zona dei frangenti, può accadere che le onde si frangano direttamente sul pendio della spiaggia generando grandi turbolenze. In questo caso la zona di *swash* sarà relativamente stretta ed entrambi i fenomeni, di risalita e discesa dell'onda sulla battigia, sono più grandi rispetto alle spiagge a debole pendenza. L'infiltrazione è significativa, specialmente se i sedimenti sono con grande taglia granulometrica (taglia ruditica; ghiaie e blocchi). La variazione temporale del *run-up* va dalle frequenze relative alle onde incidenti a diverse decine di secondi, mentre la variazione spaziale, è dettata dalla differenza in altezza delle onde frangenti e dall'interazione delle onde in arrivo con le onde di risacca. Infatti quando la risacca raggiunge la base della battigia e l'onda che sopraggiunge sta frangendo, l'interferenza che nasce tra le due onde, produce una piccola escursione del livello idrico.

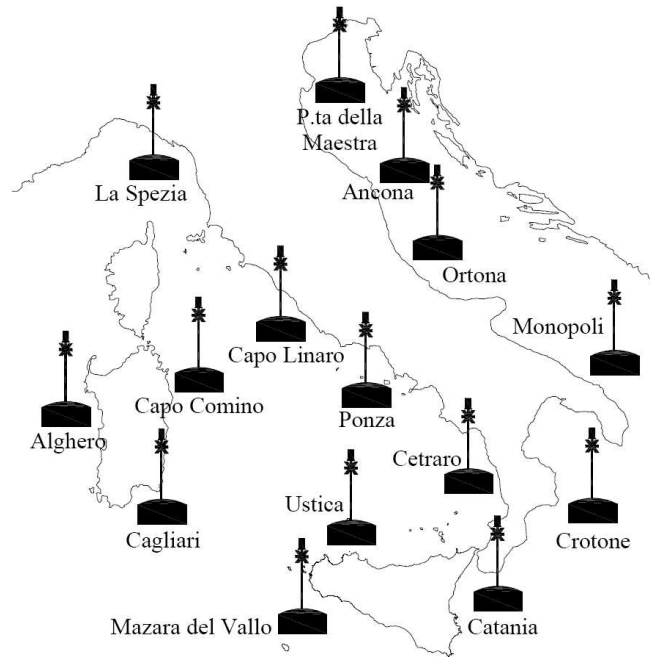
## 2.9 Le misure strumentali

Gli strumenti che si possono utilizzare per monitorare il moto ondoso, sono di diverso tipo. Esistono sistemi di rilevamento all'interno del campo d'onda o in posizione remota (es. radar oppure satellite), di tipo direzionale e non direzionale. Questi ultimi sono dei semplici "trasduttori di altezza" infatti, misurano solo la quota della superficie marina.

I sensori ad ultrasuoni sono un altro tipo di strumentazione installabile su strutture di appoggio (piattaforme *offshore*), in posizione aerea o subacquea. L'elevazione della superficie libera è ricavata moltiplicando la velocità del suono (in aria o in acqua rispettivamente) per il semitempo impiegato dall'onda acustica per ritornare al sensore dopo essere stata riflessa dall'interfaccia di separazione tra i due fluidi.

Altro sensore utilizzato per misurare il rilievo delle ampiezze del moto ondoso è il trasduttore di pressione, che si installa sul fondale in acque poco profonde (fino a 20 m) e molto utile per le osservazioni delle onde lunghe. Le variazioni del livello marino sono ricavate da quelle di pressione attraverso un'appropriata funzione di trasferimento. Per ricavare anche l'informazione direzionale si può accoppiare in sincronismo uno di questi sensori "d'altezza" con un correntometro elettromagnetico, che misura le componenti della velocità orbitale.

Attualmente gli strumenti più diffusi sono le "boe accelerometriche", ormeggiate anche in acque profonde. Queste boe sono disponibili in diverse "versioni direzionali": a "pendolo invertito" ad inseguimento orbitale (è la più piccola - Endeco Wavetrack - USA); la "pitch-roll" che rileva le pendenze della superficie idrica (*Datawell Wavec*) e la "traslazionale" nuova boa che misura le accelerazioni lungo tutti e tre gli assi (*Directional Waverider*, della *Datawell* - HL). Attualmente gli strumenti più diffusi sono le "boe accelerometriche", ormeggiate anche in acque profonde.



**Figura 2.17** - Distribuzione delle boe ondamiche in Italia fino al 2002.

Queste boe sono disponibili in diverse “versioni direzionali”: a “pendolo invertito” ad inseguimento orbitale (è la più piccola - Endeco Wavetrack - USA); la “pitch-roll” che rileva le pendenze della superficie idrica (*Datawell Wavec*) e la “traslazionale” nuova boa che misura le accelerazioni lungo tutti e tre gli assi (*Directional Waverider*, della *Datawell* - HL).

La boa *Directional Waverider* misura il moto ondoso mediante il sistema Hippy 40. Una bussola misura le componenti del campo magnetico  $H_x$  e  $H_y$  lungo gli assi  $x$  e  $y$  del sistema di riferimento solidale con la boa, e la direzione dell'asse  $z$ , perpendicolare a  $x$  e  $y$ . In tal modo la posizione della boa rispetto al sistema fisso di coordinate nord, ovest e verticale è completamente determinata. Dalle tre serie temporali di elevazione, spostamento nord e spostamento ovest, vengono ottenuti i seguenti parametri sintetici:

- $H_s$  [m], altezza d'onda significativa;
- $T_p$  [s], periodo di picco;
- $T_m$  [s], periodo medio;
- $\theta_m$  [°N], direzione media di propagazione.

Questa boa (peso 200 kg) ha un'agevole installazione e manutenzione, anche se la precedente versione più massiccia *Wavec* (750 kg) presentava vantaggi di solidità e visibilità in alto mare, anche in relazione ai persistenti rischi di collisione o di furto.

Recentemente è stato elaborato un nuovo sistema di misurazione ondometrica che si basa su ondometri direzionali prodotti dalla canadese *Axys Technologies Inc* - Divisione Sistemi Ambientali. Si tratta di ondometri tecnologicamente avanzati, capaci di

prestazioni considerevolmente superiori ai precedenti strumenti usualmente impiegati anche in Italia.

L'ISPRA ha un sistema di monitoraggio del moto ondoso attraverso una rete di boe RON (Rete Ondametrica Nazionale), operativa dal 1 luglio 1989 e che vanta un rendimento superiore al 90%. Tale sistema merita un cenno particolare perché presenta un sistema d'avanguardia nella misura strumentale del moto ondoso a scala nazionale (figura 2.17).

La rete è composta da 28 stazioni e, con l'attuazione delle opere di ristrutturazione previste, sarà costituita da circa 80 stazioni operanti in telemisura, di cui circa 50 ubicate nella Laguna veneta. Le finalità di detta rete sono: fornire dati utili alla progettazione di opere marittime; monitorare gli scambi d'acqua tra ambienti lagunari e costieri ed infine evidenziare variazioni di rilievo del livello marino a lungo termine.

La rete di osservazione in questione, oltre a fornire indicazioni sul livello del mare, consente l'acquisizione di dati relativi alle seguenti grandezze: velocità e direzione del vento, temperatura dell'aria e dell'acqua e la pressione atmosferica.

All'inizio del 2002 sono iniziate le attività di potenziamento della RON volte alla realizzazione di un sistema affidabile di monitoraggio e diffusione dei dati in tempo reale. Gran parte delle modifiche della rete è stata orientata a migliorare l'efficienza generale del sistema, dotando le boe di dispositivi di data-logging per recuperare i dati non trasmessi a terra. Il numero delle stazioni è stato infine portato a 14, aggiungendo 4 nuove boe posizionate a Capo Linaro (Civitavecchia, Tirreno Centrale), Capo Gallo (Palermo, Sicilia), Punta della Maestra (alto Adriatico) e Capo Comino (Sardegna Orientale). La diffusione dei dati avviene principalmente via Internet, Televideo RAI e Global Telecommunication System. Dal terzo trimestre 2002, le nuove stazioni RON sono attrezzate con ondametri TRIAXYS, modificati per rispondere alle particolari esigenze della RON. La rete rimane, comunque, in grado di gestire tutte le differenti tipologie di ondometro impiegate correntemente in Italia.

Le citate informazioni, per ogni stazione, sono desumibili attraverso il collegamento al sito <http://www.idromare.com>.





## Capitolo 3

# Geomorfologia costiera

### 3.1 L'ambiente costiero

Il limite di separazione fra terra e acqua è costituito dalla linea di riva, che ha un posizione temporanea e mutevole, secondo oscillazioni di varia durata: movimenti delle onde, flusso e riflusso delle maree o delle sesse, e così fino alle trasgressioni e regressioni marine (per tempi geologici).

Dal punto di vista applicativo interessano soprattutto le oscillazioni di breve durata, che possono essere maggiormente messe in relazione con i tempi paragonabili alle attività antropiche.

Gli agenti del modellamento dei litorali sono soprattutto le onde, il vento, le correnti marine e le maree. Tuttavia la sola presenza dell'acqua è causa di processi di disgregazione fisica e di alterazione chimica delle rocce. Le caratteristiche di queste, come ad esempio la coesione, la fessurazione, la gelività, la permeabilità, la cementazione ecc., possono essere più o meno favorevoli alla degradazione del litorale e quindi alle sue modifiche. Anche gli esseri viventi animali e vegetali possono creare delle modifiche morfologiche ai litorali infatti essi sono causa diretta o indiretta di numerosi processi fisici e chimici: radici che allargano le fessure, piantagioni costiere che smorzano il moto ondoso (mangrovie), coralli e alghe (con scheletri calcarei) che costruiscono atolli e barriere ecc.

I processi legati al moto ondoso sono i più importanti della dinamica costiera e quindi del modellamento dei litorali. Abbiamo visto nel capitolo precedente come all'avvicinarsi delle onde alla costa, queste rallentino la loro velocità di propagazione generando fenomeni come la rifrazione, lo *shoaling*, il frangimento e il *run-up*. Ognuno di questi processi porta alla formazione di differenti morfotipi, tutti osservabili sia nella zona sommersa che emersa del litorale.

I processi geomorfologici di erosione dei litorali possono essere suddivisi in: erosione in senso stretto, cavitazione, abrasione, degradazione. L'erosione non è altro che il prelievo e il conseguente trasporto di sedimenti in un litorale. La cavitazione è l'azione meccanica esercitata dall'acqua delle onde marine sulla costa, mentre l'abrasione marina è l'azione meccanica dei sedimenti scagliati dai frangenti.



**Figura 3.1** - Infrastruttura viaria danneggiata nel 2003 durante una mareggiata. Lungo mare di Sant'Alessio Siculo in provincia di Messina (litorale ionico).

Per degradazione marina si intende tutto il complesso dei fenomeni morfogenetici legati alla presenza del mare. La sedimentazione del carico dipende dagli stessi parametri che ne regolano il trasporto e soprattutto per diminuzione dell'energia delle onde. In certi casi la deposizione dei sedimenti avviene per interferenza di due correnti aventi direzione contraria. Tutti i processi indicati determinano il modellamento e l'evoluzione geomorfologica dei litorali, secondo modalità complesse e in certi casi diversificate a seconda che si tratti di coste basse, come le spiagge, o di coste alte come le falesie. In ogni caso possono causare fenomeni di pericolosità che in situazioni di vulnerabilità (presenza di edifici, infrastrutture viarie, ecc.) possono provocare rischi e danni molto gravi (figura 3.1).

L'ambiente costiero è un sistema altamente dinamico dove i fenomeni di erosione, e quindi di arretramento, della linea di costa sono controllati da numerosi fattori come quelli: meteo-climatici, geologici, biologici ed antropici. Sebbene in generale il "clima" sia da considerarsi come il principale motore degli agenti modificatori, localmente ciascuno degli altri parametri può assumere una prevalenza significativa. Basti pensare alla subsidenza naturale o indotta da estrazioni di fluidi dal sottosuolo, al ruolo di difesa delle pianure costiere da parte dei sistemi dunali, al mancato apporto di sedimenti verso costa causato dall'alterazione dei cicli sedimentari per intervento antropico nei bacini idrografici (sbarramenti fluviali, regimazioni idrauliche, estrazioni di materiali alluvionali), all'influenza sulla dinamica litoranea dei sedimenti intercettati dalle opere marittime (opere portuali e di difesa) e delle infrastrutture viarie e urbanistiche costiere.

Per quanto detto un'adeguata conoscenza dei molteplici processi che caratterizzano i litorali, è indispensabile per procedere alla gestione e alla programmazione di interventi strutturali che producano risultati soddisfacenti nella difesa di questi ambienti così sensibili. Per fare questo è necessario un approccio metodologico integrato tra dati geologici e storici, rilievi geomorfologici, osservazioni sperimentali e modelli teorico-numeriche, tenendo sempre conto delle indicazioni empiriche fornite dagli interventi già realizzati in situazioni simili.

## 3.2 La classificazione delle coste

La fascia costiera è definita come una zona di transizione nella quale la terra entra in contatto con l'acqua e pertanto è direttamente influenzata dai processi idrodinamici marini. I limiti di tale fascia si estendono dal limite esterno della piattaforma continentale (200 m sotto il livello del mare), fino al primo cambiamento morfologico più rappresentativo (solitamente la berma di tempesta) presente sulla terra. Tuttavia quest'ultimo è spesso definito da diversi morfotipi e non è pertanto un limite univoco; può essere individuato dall'orlo di una falesia, dal piede delle dune, dalla linea di vegetazione permanente, ecc. Per quanto detto la costa è una striscia di terra a contatto con il mare e di ampiezza variabile, i cui limiti sono la linea di riva e una delle morfologie sopraelencate. La linea di riva (o linea di costa) è un limite, generato dalla combinazione della massima risalita delle onde e dell'azione della marea, essa rappresenta il confine tra la terra e il mare. In tutte le cartografie ufficiali (topografiche, nautiche ecc.) questo confine viene approssimato al livello medio marino.

La necessità di classificare le morfologie costiere con maggiore precisione è aumentata dalla fine degli anni 90 fino ad oggi, soprattutto a causa delle problematiche legate al fenomeno globale dell'innalzamento del livello medio marino. Questo particolare aspetto ha messo in evidenza il problema della vulnerabilità costiera indicata come "il grado a cui un sistema costiero è suscettibile agli effetti negativi del cambiamento climatico, inclusi la variabilità climatica e gli eventi estremi. La vulnerabilità costiera è dunque funzione dell'intensità e del tasso di variazione climatica a cui il sistema è esposto, della sua sensitività e della sua capacità di adattamento".

Esistono numerose classificazioni delle coste, basate su differenti criteri: morfologici, genetici, litologici ecc. Queste suddivisioni presentano talora una certa difficoltà di applicazione pratica, soprattutto per la complessità dell'evoluzione dei litorali e delle cause che l'anno determinata, nel corso delle ere geologiche.

L'analisi delle varie classificazioni che sono state proposte negli anni costituisce comunque un punto importante nello studio della geomorfologia delle coste, sia perché attraverso di essa si può ricostruire l'evoluzione delle teorie oggi affermatesi, sia perché la terminologia attualmente in uso per le forme costiere è spesso frutto di quelle classificazioni.

Gli approcci abitualmente utilizzati, per la classificazione delle coste, sono di due tipi: l'analisi delle forme e i processi che le hanno modellate. Non bisogna dimenticare che anche la prospettiva con la quale si studiano le coste può essere duplice. Osservare le coste dalla terra dando risalto alle strutture geologiche, alle litologie e alle forme preesistenti che si oppongono all'azione del moto ondoso, o guardare la costa da largo, prendendo in considerazione i processi che modellano il litorale.

È possibile anche classificare le coste avendo una visione globale, descrivendone i caratteri generali, oppure passare ad osservazioni sempre più accurate fino a giungere ad una descrizione puntuale.

Di seguito nella tabella 3.1 si fa una rassegna delle più conosciute classificazioni delle coste, mentre nella tabella 3.2 è riassunta la classificazione più comunemente usata ovvero quella di Shepard (1976).

**Tabella 3.1** - Alcune delle più importanti classificazioni delle coste.

<b>Classificazione</b>	<b>Descrizione</b>
Suess (1888)	Classificazione a scala globale, differenziava le coste in tipo atlantico e pacifico.
Inman e Nordstrom (1971)	Classificazione basata su tre livelli differenti. Primo livello: associato alle dimensioni delle placche. Secondo livello: modificazioni del primo livello per processi di erosione e sedimentazione. Terzo livello forme dovute al modellamento del moto ondoso.
De Martone (1909)	Prima Classificazione basata completamente su caratteri morfologici (coste alte e coste basse).
Gulliver (1899)	Classificazione basata distinguendo le coste di emersione da quelle di sommersione. Implica un'attenta evoluzione morfologica.
Jhonson (1919)	Classificazione basata su quattro tipologie di coste. Coste di sommersione, di emersione, neutre e composite. Ogni classe si suddivideva in vari tipi.
Cotton (1952)	Rielaborò la Classificazione di Jhonson incorporando le classi in due tipi fondamentali: Coste di regioni stabili e coste di regioni tettonicamente instabili.
Russell (1967)	Classificazione in base alla litologia affiorante.
Aufrère (1936)	Utilizza il clima come fattore principale per la classificazione.
Valentin (1952)	Classificazione che divide le coste in: emersione, accrezione, sommersione e erosione.
Price (1954)	Pongono maggiore attenzione ai processi in atto sulla costa proponendo una classificazione che riconosce ambienti a bassa, moderata e alta energia.
Davies (1982)	Discrimina i vari tratti costieri sulla base del tipo di onde incidenti (onde di tempesta, onde lunghe sulle coste occidentali, onde lunghe sulle coste orientali onde generate da alisei e monsoni, coste a bassa energia).

**Tabella 3.2** - Classificazione di Shepard (1976).

<b>COSTE PRIMARIE</b>	
<b>Coste modellate in ambiente subaereo e successivamente sommerse</b>	
Rias (valli fluviali sommerse)	es. Dendritiche
Forme di erosione glaciale sommerse	es. Fiordi
Morfologie carsiche sommerse	
<b>Coste di deposizione subaerea</b>	
Coste di deposizione fluviale	es. Delta (digitati,lobati, arcuati, cuspidati)
Coste di deposizione glaciale	es. Morene e forme di deposito glaciale
Coste di frana	
<b>Coste da attività vulcanica</b>	
Coste di faglia	es. Scarpate di faglia, depressioni tettoniche, ecc.
Coste su piroclastici	
Estrusioni sedimentarie	es. Domi salini.
<b>COSTE SECONDARIE</b>	
<b>Coste modellate dall'erosione marina</b>	
Coste regolarizzate dall'erosione marina	es. Coste rettilinee incise in materiali omogenei
Coste di deposizione marina	
<i>Barrier coast</i>	es. <i>Barrier beaches, barrier islands, ecc.</i>
<i>Beach</i>	
Paludi salate	
<b>Coste biogeniche</b>	
Barriere coralline	
Mangroveti	
Paludi costiere vegetate	

### 3.3 Le spiagge

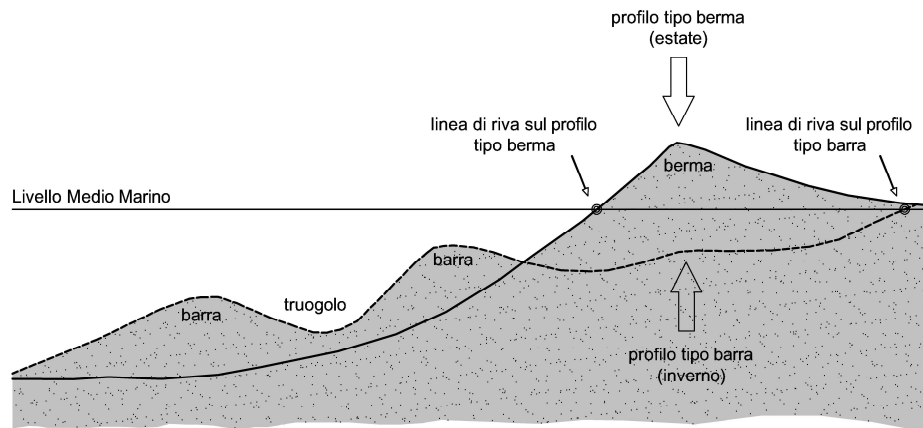
Il termine “spiaggia” deriva dall’aggettivo “*πλάγιος*” che significa “*obliquo, trasversale*” e il sostantivo *πλάξ* (*πλακὸς*) che significa terra, pianura. Il termine spiaggia si ritrova anche in latino con la parola “*plaga*”, che significa “*estensione piatta*”. Tale parola si trasformò nel volgare “*piaggia*”, mutandosi nel XIV secolo in “*splagia*” e assumendo il termine definitivo di spiaggia nel 1484 ad opera di Piovano Arlotto.

La spiaggia è una stretta fascia fra terra e mare costituita prevalentemente da depositi sabbiosi. Si tratta di una zona ad elevato dinamismo nella quale la situazione di equilibrio che viene raggiunta deve tenere conto dei numerosi fattori che intervengono, suddivisibili in due gruppi: passivi (topografia dell’area, materiali presenti) e attivi (venti, moto ondoso, correnti marine, maree, apporti fluviali, attività degli organismi e attività antropiche). Le spiagge sabbiose sono costituite da sedimenti clastici incoerenti di varia origine, aventi granulometria fine ma non finissima (le sabbie sono convenzionalmente costituite da frammenti di diametro medio inferiore a 2 mm). Infatti se i granuli (clasti) hanno diametro compreso tra 0,06 e 0,004 mm si parlerà di limo (*silt*), se invece siamo in presenza di clasti con granulometria inferiore si parlerà di argille mentre se la granulometria è superiore ai 2 mm si dirà di ghiaie.

L’estensione di una spiaggia è assai variabile: se è collegata ad una costa rocciosa essa può limitarsi ad una stretta striscia di sedimenti sciolti lungo la quale la roccia affiorante non ha un contatto diretto con il mare, per ampliarsi poi nelle piccole baie. In un sistema di delta o estuario la spiaggia può svilupparsi, soprattutto in lunghezza, sino ad ostruire parte del sistema stesso, ma è al bordo delle estese pianure che le spiagge possono svilupparsi maggiormente con la formazione di vasti sistemi dunali. Convenzionalmente, la spiaggia si considera estesa, verso l’interno, fino al limite raggiunto dalle onde di mareggiate occasionali, mentre verso il mare la si considera estesa fino ad una profondità media pari a circa la metà della lunghezza d’onda media.

Genesi ed evoluzione di una spiaggia sabbiosa sono strettamente correlate a diversi fattori, tra i quali i più rilevanti sono le possibilità di rifornimento di materiale detritico, la conformazione e la natura geologica delle aree litoranee contigue e le modalità di trasporto e di deposizione dei detriti da parte del moto ondoso e delle correnti. Sono infatti il moto ondoso e secondariamente quello delle correnti, gli agenti principali che modellano le spiagge. Va ricordato in questo contesto che un agente modellante della spiaggia emersa è proprio l’azione eolica.

Il rifornimento di materiale detritico può essere consentito dalla vicinanza di fiumi e corsi d’acqua che fungono da efficaci agenti di trasporto di sabbie, fanghi e detriti alluvionali di varia natura e granulometria. Oppure può essere consentito dalla parallela erosione di tratti di costa contigui a quello in esame, per effetto della natura omogenizzatrice e regolarizzatrice del moto ondoso, che tende a smussare le sporgenze litoranee, prelevandone del materiale che viene poi ridepositato ai lati della sporgenza stessa, frequentemente entro baie più o meno delimitate. Altro materiale sabbioso può infine essere prelevato ed eroso da bassi fondali esistenti presso la costa in esame, o al largo di questa.



**Figura 3.2** -Profili della spiaggia in inverno e in estate.

Nel caso di spiagge prossime a foci fluviali, la grande disponibilità di materiali consente di norma una facile rideposizione degli stessi nei settori litoranei contigui, almeno in quelli con coste basse. Con fondali di forte pendenza, la gravità agevola la discesa dei detriti verso il largo, spesso rendendoli indisponibili alla ripresa da parte del moto ondoso. Con fondali di debole pendenza, al contrario, varie linee di frangenti si formano al largo, e solo onde a bassa energia giungono presso la costa, che così spesso diventa paludosa, con prevalenza di argille e limi. Altrove la deposizione è frutto soprattutto dell'azione combinata del trasporto sulla battigia.

Le spiagge sono generalmente soggette da un alternanza di due azioni: una di prevalente accumulo di detriti, l'altra di erosione. Il ritmo di queste fasi è vario, dal giornaliero fino a stagionale. Dal bilancio degli apporti e dei prelievi del materiale detritico si traggono indicazioni sulla stabilità o meno di questo tipo di coste. Se nell'arco di un certo periodo il bilancio è nullo, la spiaggia può essere considerata stabile. Al contrario, le spiagge possono essere in erosione, oppure in deposizione, a seconda se i prelievi sono maggiori (bilancio negativo) o minori (bilancio positivo) degli apporti di materiale. Le particelle vengono selezionate in base alla loro granulometria, in genere quelle più grandi (più pesanti) vengono abbandonate sulla spiaggia, mentre quelle più fini (più leggere) possono essere riassunte in carico dalle onde e trasportate verso il largo. Il materiale può anche essere trasportato dai frangenti oltre il limite di alta marea. In questo caso (non considerando l'azione della risacca), le acque dei frangenti possono tornare al mare per vie sotterranee attraverso il sedimento che agirà a sua volta, da filtro intrappolando i sedimenti con granulometria inferiore. Ricapitolando tanto più è asciutta una spiaggia e tanto più è permeabile, tanto più il processo di sedimentazione sarà accentuato. Queste sono le condizioni che si instaurano nelle spiagge in estate, infatti in questo periodo si nota un avanzamento della stessa. Durante i periodi piovosi, invece, in presenza di onde alte e frequenti, i sedimenti delle spiagge diventano meno permeabili. Come conseguenza tutta l'acqua torna indietro per via subaerea (azione di risacca) portando con sé il sedimento. In questo caso la spiaggia subisce un arretramento. A queste azioni, connesse essenzialmente al moto ondoso che modificano il profilo trasversale di una spiaggia (figura 3.2), si possono aggiungere le correnti di deriva litorale. Queste ultime producono un trasporto longitudinale del

sedimento della spiaggia sommersa da un settore a un altro del litorale. Minore è invece il ruolo giocato dalle maree anche se ad esse, in taluni casi, è legata una notevole estensione del tratto di spiaggia definito come intertidale.

Le spiagge sabbiose costiere e sub-costiere e gli ambienti ad essi associati rappresentano, su scala mondiale, ecosistemi tra i più vulnerabili e più seriamente minacciati. Nel Mediterraneo e in Italia, fino a pochi decenni fa, questi ambienti erano sfuggiti in larga misura alla diretta distruzione e a forti perturbazioni, poiché le attività di colonizzazione umana delle aree costiere erano rimaste storicamente concentrate per molti secoli quasi esclusivamente presso le foci di pochi grandi fiumi o entro baie protette. Sfortunatamente, nei tempi più recenti questi ecosistemi sono invece stati esposti a molteplici e spesso combinati fattori di disturbo e di pressione antropica, quali l'inquinamento delle acque costiere, la crescente urbanizzazione, gli incendi e infine, lo sfruttamento turistico, agricolo, industriale (industrie termoelettriche), commerciale (attività portuali) ed estrattivo (cave di sabbia).

Altro potenziale fattore di pericolo potrebbe essere rappresentato, almeno in una prospettiva di tempi medio-lunghi, dal paventato innalzamento del livello dei mari (legato al documentato innalzamento della temperatura media annuale); questo fenomeno potrebbe ulteriormente minacciare, sul versante marino, questi ambienti già di per sé fragili e di limitata estensione, malgrado la struttura piuttosto dinamica e la marcata naturale capacità di recupero che li caratterizzano. Anche i marcati fenomeni erosivi delle coste possono localmente avere un ruolo significativo nella riduzione spaziale di questi habitat, sebbene l'alternanza di fenomeni erosivi e deposizionali faccia parte, a lungo termine, delle naturali dinamiche evolutive dei sistemi spiaggia-duna. Tutte queste circostanze, combinate con la crescente e sempre più diffusa domanda di sfruttamento delle aree costiere da parte dell'Uomo, hanno comunque provocato una sempre più generalizzata frammentazione di questi habitat, creando un'urgente necessità di appropriate strategie di intervento e di monitoraggio. L'acquisizione di migliori conoscenze di base sulle morfologie delle spiagge e delle dune costiere sabbiose e sulle dinamiche idrogeologiche e geomorfologiche, che ne governano la formazione e l'evoluzione, risponde dunque ad un'esigenza primaria nell'ambito delle strategie di conservazione ambientale.

### 3.4 Nomenclatura del profilo trasversale della spiaggia

Le zone costituenti la spiaggia, a causa di una nomenclatura non standardizzata, risultano spesso non facilmente definibili. Infatti solitamente accade che autori descrivono lo stesso morfotipo attribuendogli nomi differenti. Altre volte può capitare che pur assegnando lo stessa denominazione il confine inteso può differire largamente.

Il limite della spiaggia verso terra può essere posto utilizzando un criterio morfo-vegetazionale (linea della vegetazione) oppure un criterio sedimentologico-vegetazionale (piede delle dune), mentre lato mare coincide con la linea di riva, la cui localizzazione, oggetto della tesi, è particolarmente complessa. La seguente divisione definisce le varie zone in cui viene suddivisa la fascia litoranea, basandosi maggiormente sulle caratteristiche geomorfologiche. Bisogna, comunque tener presente che la geomorfologia delle coste varia largamente da zona a zona, e la zonizzazione che viene presentata di seguito non può essere intesa come un ragionamento universale

appropriato ad ogni regione del mondo (figure 3.3 e 3.4). Il “litorale” si estende *offshore*, fino alla piattaforma continentale e *onshore* fino alla prima maggiore variazione topografica cioè fino a dove si estendono le onde di maggior altezza appartenenti alle mareggiate.

La “costa” è una striscia di terra di larghezza indefinita che si estende dal piede della duna, fino alla più significativa variazione topografica verso terra. Solitamente mettono in risalto questo confine: le scogliere, il fronte dunale o la linea di vegetazione permanente. Il confine verso il mare della costa è la cosiddetta linea di riva, ovvero il luogo nel quale arrivano le onde appartenenti alle mareggiate ordinarie. Per le spiagge caratterizzate da profili con alta pendenza l’ampiezza della costa diminuisce avvicinando il limite interno alla linea di costa. Infatti nel caso estremo di falesie la costa coincide con la linea di riva. La “linea di riva” è la linea di contatto tra la terra ferma e un corpo idrico (il mare), essa è variabile nel tempo in funzione del moto ondoso e delle maree. La “spiaggia emersa” è determinata dalla presenza di materiale non consolidato la cui estensione è limitata, lato mare, dalla linea di bassa marea (MLW - *Mean Low Water*), mentre verso terra dal piede della duna (che rappresenta l’effettivo limite dell’influenza delle onde di mareggiata occasionale). La spiaggia emersa è suddivisa in retro spiaggia (*backshore*) e terrazzo di bassa marea o spiaggia intertidale (*foreshore*). Il retro spiaggia è una striscia di spiaggia compresa tra l’avanduna e il livello di alta marea (MHW - *Mean High Level*). Dal piede della duna verso il mare possono trovarsi una o più creste di “berma” (o barra) a forma concava, strutture che si generano in corrispondenza di aree a forte deposizione. Si tratta di morfologie legate all’azione del moto ondoso, infatti in seguito a forti mareggiate, è possibile individuare, oltre alle berme ordinarie, altre berme più interne. Tra queste la più lontana dal mare è detta di “tempesta” e si forma nel momento in cui le onde, caratterizzate da un maggiore risalita sulla spiaggia, spingono l’acqua al di sopra della berma ordinaria, determinandone altre più arretrate. Spesso dopo un periodo di intense mareggiate, si osserva che alla cresta più alta (quella di tempesta) se ne identificano altre minore a quote decrescenti fino al raggiungimento della cresta della berma ordinaria (quella prodotta dalle mareggiate ordinarie). Ogni cresta è formata da un cordone con forte pendenza sul lato mare e debole pendenza sul lato terra: una spiaggia è così formata da tanti gradini in discesa verso l’interno. Questo è quello che è effettivamente osservabile su una spiaggia alla fine del periodo invernale, quando dopo le burrasche più forti, si sono susseguite le mareggiate di minore intensità. Il rimodellamento del vento può mascherare questi gradini e dare l’idea che la superficie della spiaggia discenda progressivamente verso mare. Nelle spiagge fortemente antropizzate e soggette a rimodellamenti per opere di pulizia queste morfologie non possono essere osservate.

La porzione prossima al mare della spiaggia emersa è la “battigia” (*swash zone*) è la zona nella quale avvengono i fenomeni continui di salita e discesa delle onde sulla spiaggia. Naturalmente si potrà determinare una battigia di alta marea e una di bassa marea, con un’escursione verticale tra le due linee di battigia (cioè le linee ideali che congiungono tra loro i punti della spiaggia di volta in volta bagnati dai flutti montanti).

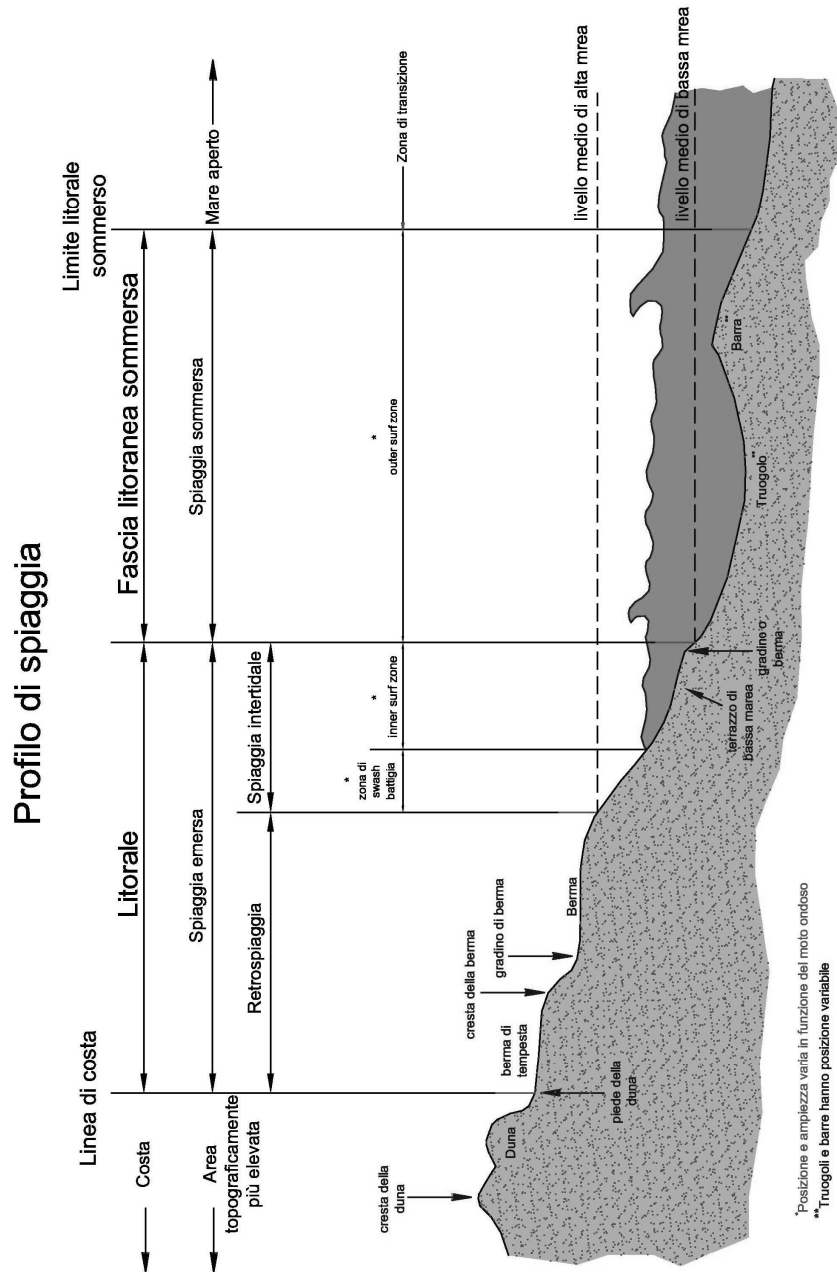
La “spiaggia intertidale” è quella parte della spiaggia compresa tra il livello medio raggiunto dalle alte maree e il livello medio delle basse maree. Verso terra il suo primo sotto-settore coincide con la già citata battigia di alta marea. Di norma la fine del tratto che verso il basso delimita il trasporto di sabbia da parte della risacca (*run-down*) in alta



marea coincide con un ulteriore gradino, che appunto delimita sul versante marino la stessa area di battigia. Al di là di tale gradino è presente di regola un così detto terrazzo di bassa marea, talora interessato dalla presenza di barre o “scanni” (modesti rilievi longitudinali, paralleli o sub-paralleli alla riva), che si formano nella spiaggia temporaneamente sommersa in parte per effetto delle onde, in parte per l’azione di eventuali correnti locali. I limiti superiore e inferiore della battigia sono ovviamente variabili, in funzione dell’altezza delle onde e in relazione al momentaneo livello delle maree. Questa zona è normalmente attraversata dal moto ondoso durante un ciclo tidale e può comprendere la “scarpata di spiaggia” (*beach scarp*) definita come pendio (anche quasi verticale) presente longitudinalmente alla spiaggia causata dall’azione delle onde di mareggiata. L’altezza può essere molto variabile a seconda dell’energia delle onde e della composizione granulometrica della spiaggia. Il “gradino” di battigia è un morfotipo normalmente presente alla base della battigia e causato dall’interazione fra l’onda di *run-up* e quella di *run-down*.

La “spiaggia sommersa” (*shoreface o nearshore*), è rappresentata dall’area che si estende dalla zona in cui si formano i frangenti (*breaker zone*) verso il mare aperto, fino alla profondità oltre la quale l’energia del moto ondoso non è più in grado di determinare spostamenti significativi di sedimento. Tale area è suddivisa dalla *breaker zone* che coincide con la prima barra esterna (o con le prime barre), dove l’onda interferendo bruscamente con la cresta della barra, si deforma formando i frangenti e dalla *surf zone*. In questa zona in seguito della rottura o frangimento delle onde si crea la traslazione delle particelle solide verso riva. Nella porzione sommersa della spiaggia (come in quella emersa) quindi, possono essere presenti una o più barre di costa (*longshore bar*), definite come accumuli di materiale o “cordoni” di sabbia ad andamento approssimativamente sub-parallelo alla spiaggia, eventualmente separati da “solchi” o “truogoli”, che si originano in corrispondenza della linea dei frangenti. Nella fase di frangimento le onde cominciano a mobilizzare ingenti quantità di sedimento, questo flusso di acqua e materiale verso riva (*onshore*) si incontra con quello in direzione opposta (*offshore*), innescato dall’innalzamento del livello del mare (associato al flusso di massa verso terra), che si verifica nei pressi della riva. Questa circolazione si chiude in corrispondenza della linea dei frangenti, dove il flusso *offshore* perde il trasporto e abbandona il sedimento, che va a costituire la barra. Infine la zona di mare aperto (*offshore*) è caratterizzata da una superficie circa pianeggiante di estensione variabile che si sviluppa dalla zona di frangimento fino al limite di piattaforma continentale (200 m sotto il livello medio marino). In tale area, non si verificano processi di sedimentazione, ma solamente trasporto di energia da parte delle onde.

La “piattaforma continentale” ed il margine continentale trovano la loro definizione nell’ambito della geologia. I continenti hanno un prolungamento sommerso di forma regolare, il “margine continentale”, costituito da una piattaforma continentale. Quest’ultima è una zona di deposizione dei sedimenti costituiti dai detriti trasportati dai fiumi e distribuiti sul fondo del mare dalle correnti. Geomorfologicamente è un’ampia spianata dalla lievissima pendenza che a un certo punto si accentua bruscamente a formare la “scarpata continentale”, ultima propaggine del continente. La scarpata continentale è un pendio che raccorda il continente con la piana abissale (circa 3700 m sotto il l.m.m.), e la zona di contatto tra l’una e l’altra è coperta di sedimenti che



**Figura 3.3** -Schema di un tipico profilo di spiaggia

provenendo dal continente e dalla piattaforma, sono trasportati dal movimento delle correnti in direzione *offshore*. Il pendio della scarpata continentale è inciso da numerosi *canyon* sottomarini originati per erosione dovuta alle correnti di torbida.

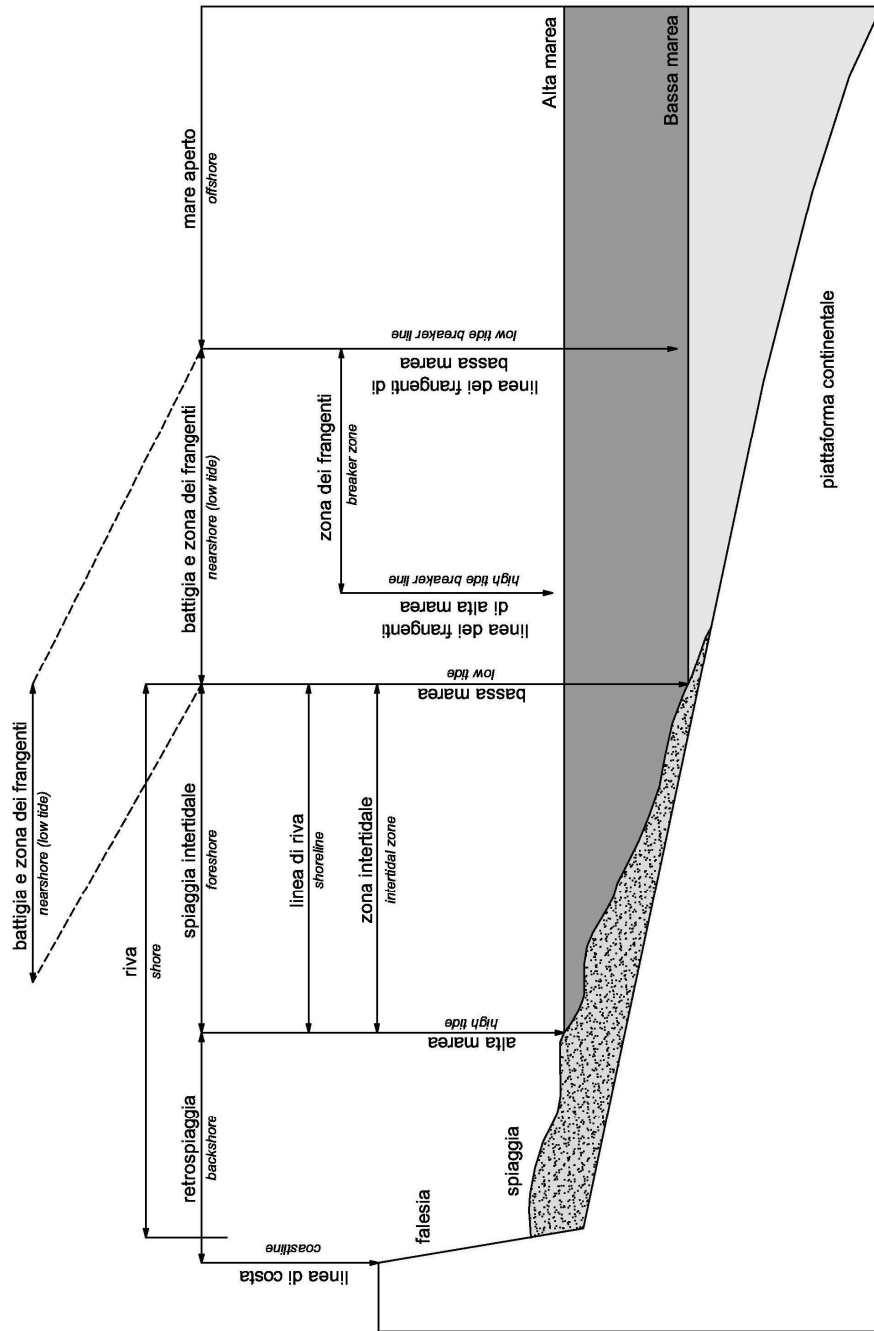


Figura 3.4 - Terminologia tecnica utilizzata per descrivere le varie parti della costa.

### 3.5 Caratteristiche sedimentologiche

La pendenza del profilo dipende principalmente dall'energia del moto ondoso, in particolare la sua pendenza aumenta all'aumentare dell'altezza media delle onde. Tuttavia se manteniamo costante il parametro onde, la pendenza della spiaggia aumenterà all'aumentare della granulometria dei sedimenti. Il profilo trasversale della spiaggia è legato alla dimensione dei granuli (clasti) che la costituiscono. L'alta permeabilità delle ghiaie fa assumere ai profili di spiaggia forti pendenze, il contrario avviene invece per i sedimenti sabbiosi che producono profili a bassa pendenza (di solito  $< 5^\circ$ ). Non appena le onde frangono sulla spiaggia l'azione di swash mobilita i sedimenti. L'azione di risacca tende a portare in dietro i sedimenti, ma la grande permeabilità delle ghiaie o delle sabbie grossolane ne smorza gli effetti provocando un deposito dei sedimenti e quindi pendenze maggiori. Al contrario spiagge con sabbie medio fini risentendo maggiormente dell'azione della risacca, producono profili a debole pendenza. Le spiagge con profili a debole pendenza sono solitamente più stabili delle spiagge a forte pendenza.

Molti geomorfologi e ingegneri costieri, hanno accettato l'idea che le spiagge possono raggiungere un profilo di equilibrio, ma c'è ancora qualche confusione su cosa questo possa significare. Dopo una fase di attività, di forte intensità e costante delle onde, il profilo della spiaggia comincia a diventare liscio, concavo verso l'alto e con una pendenza in funzione della granulometria. Tale profilo, generato dall'azione del moto ondoso, è un profilo di equilibrio.

Dean (1991) ha notato che un profilo concavo verso l'alto può essere descritto dalla seguente relazione:  $d = A \cdot x^{0,67}$ , dove  $d$  è la profondità dell'acqua in condizioni tranquille,  $x$  la distanza orizzontale dalla costa, e  $A$  è un parametro di forma dimensionale relativo alla misura del materiale della spiaggia. Bodge nel 1992 ha suggerito un'altra espressione di tipo esponenziale:  $d = B (1 - e^{-kx})$  dove  $B$  e  $k$  sono rispettivamente profondità e distanza. Questa equazione si adatta bene a molti profili di spiaggia, in modo particolare a quelli senza barre nella zona di frangimento (*nearshore*).

Questi tipi di profili rappresentano la condizione a cui tendono le spiagge, quando la granulometria dei sedimenti raggiunge un equilibrio con le onde. Tuttavia si deve tenere presente che la composizione granulometrica si modifica con il graduale attrito e con la classazione, prodotta dal moto ondoso. Questo porterà al cambiamento del profilo, a meno che la grana media dei sedimenti si mantenga la stessa grazie al continuo apporto di sedimento.

La sequenza di asportazione e deposizione osservata su molte spiagge, con i sedimenti rimossi durante la fasi di mareggiata e deposti nei periodi di calma, può essere considerata un periodo ciclico nel quale i profili sono costruiti e modificati per cause naturali. Tutte queste modificazioni possono richiedere diversi periodi di tempo da pochi giorni a settimane (le conseguenze di una mareggiata), fino a un anno a più (alterazioni stagionali).

La definizione delle caratteristiche morfologiche e tessiturali dei sedimenti di una spiaggia può fornire utili indicazioni sulla loro origine e sulle tendenze evolutive del litorale, oltre ad essere di fondamentale importanza nella dinamica del trasporto solido sotto l'azione delle correnti e del moto ondoso. L'analisi delle composizioni

petrografiche può infatti consentire l'individuazione delle possibili fonti di alimentazione della matrice detritica. Tra le caratteristiche sedimentologiche la principale è la granulometria, ossia la misura delle dimensioni dei granuli e la loro distribuzione statistica. Hanno peraltro interesse anche altri parametri distintivi dell'ammasso di granuli: il colore; l'orientamento (preferenziale secondo le linee del campo di forze idrauliche e gravitazionali) e la morfologia superficiale come la forma ed il grado di arrotondamento. Questo ultimo parametro è definito con vari indici geometrici, ad esempio "di sfericità" o "di piattezza" (es. rapporto tra la somma dei due assi maggiori dell'ellissoide che rappresenta il granello ed il doppio dell'asse minore) che evidenziano il comportamento idraulico dei sedimenti ed il loro meccanismo di abrasione e di deposito.

### 3.6 Le dune

Le dune non sono altro che forme d'accumulo di materiale sabbioso di forma più o meno definita, e costituite principalmente per azione eolica. Nella maggior parte dei casi sono caratterizzate da un profilo trasversale asimmetrico: il versante esposto al vento è a dolce pendenza e viene risalito dai granelli di sabbia spinti dal vento fino alla cresta, al di là della quale la sabbia ricade disponendosi in funzione del peso sotto una pendenza ripida che si attenua poco oltre per effetto della turbolenza. Sul versante sopravvento si formano successioni di ondulazioni minori, i *ripple*, distanziati fra loro di qualche centimetro e con altezze dello stesso ordine di grandezza. Se sono sottoposte a venti dominanti, le dune si spostano, sia pur lentamente, nella direzione del vento (*dune vive*), ma se i venti non spirano sempre dalla stessa direzione, gli spostamenti relativi possono annullarsi reciprocamente e la duna rimane nel suo complesso fissa. La deposizione di materiale che è all'origine delle dune avviene per un naturale smorzamento dell'energia dei venti o per la presenza di ostacoli, che ne attenuano o interrompono il movimento. In ogni caso la formazione di dune è subordinata alla presenza, nella zona stessa o in aree adiacenti, di materiale detritico. Tali condizioni si verificano di regola nelle zone aride intertropicali (dune continentali) e lungo alcuni litorali (dune litorali): nel primo caso la materia prima viene fornita dai processi di disgregazione delle rocce; nel secondo dagli apporti fluviali e marini. Le caratteristiche intrinseche sono sostanzialmente uguali, se si prescinde dalle dimensioni, di gran lunga maggiori nel primo caso, e da una maggior mobilità, nel secondo.

Si riconoscono varie tipologie di dune costiere, legate al loro orientamento e alla loro disposizione relativa rispetto alla direzione dei venti dominanti. Le dune sabbiose litoranee sono di norma dune trasversali, quindi con disposizione essenzialmente ortogonale alla direzione dei venti dominanti, oppure si organizzano in dune paraboliche alle spalle di spiagge e baie sabbiose arcuate. Le dune costiere, a prevalente andamento trasversale, presentano il lato sopra vento (di solito quello sul versante lato mare) con inclinazione inferiore rispetto a quello sottovento (solitamente quello sul versante lato terra). Spesso le dune litoranee possono avere creste con andamento più o meno sinuoso, legato all'influsso di venti che soffiano alternativamente in direzioni opposte o comunque contrastanti. Le dune sabbiose litoranee differiscono dalla maggior parte delle dune mobili, caratteristiche delle zone desertiche, essenzialmente per la presenza di vegetazione costiera, che tramite un effetto siepe, ne blocca più o meno

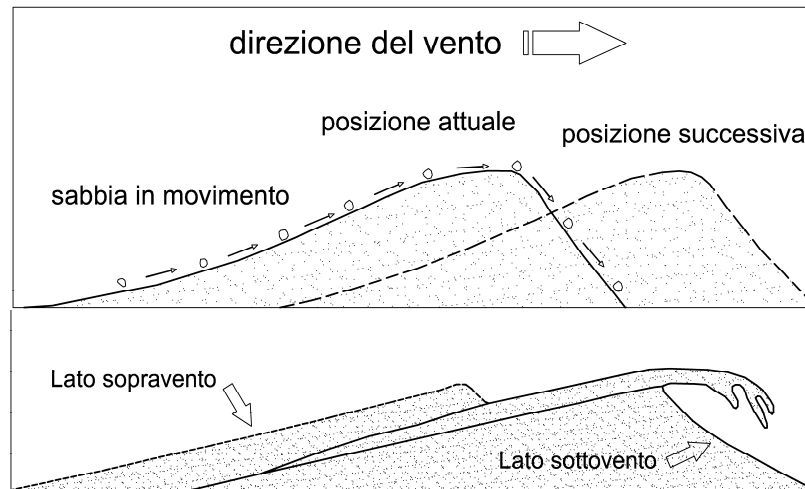


Figura 3.5 - Schema riguardante il movimento di una duna.

efficacemente la potenziale avanzata verso l'entroterra. Appena la vegetazione psammofila pioniera attecchisce e si consolida, questa fa in modo che l'apporto eolico di altra sabbia ne veda l'accumulo e il consolidamento prevalentemente in situ, condizionando quindi enormemente l'evoluzione geomorfologica della duna stessa. Considerando che la vegetazione può attecchire in maniera stabile solo ad una determinata distanza della linea di costa, la genesi di una duna litoranea non può che avvenire con una disposizione più o meno parallela alla stessa linea di costa, in alcuni casi solo in parte dipendente dalla direzione dei venti dominanti che trasportano i granuli sabbiosi (figura 3.5).

Le sabbie erose, trasportate e ridepositate altrove dal moto ondoso e dai venti, vengono sovente accumulate all'interno di insenature (le spiagge di fondo baia), oppure vanno a costituire strisce di terra allungate, chiamate cordoni litoranei, che si formano in prevalenza in posizione laterale (sotto vento) rispetto ai punti di rifornimento di sabbia, chiudendo insenature di bassa profondità, o unendo piccole isole prossime alla terra ferma creando i tomboli.

I cordoni litoranei, chiamati anche con il diffuso ma non sempre appropriato termine di lidi, possono presentarsi come isole o penisole allungate, o essere congiunti alla terraferma ed entrambe le estremità. Spesso i cordoni litoranei si formano a partire da scanni subacquei, dove c'è abbondanza di materiale detritico, che a poco a poco emergono sotto forma di dossi sabbiosi. Di particolare rilievo sono i già citati tomboli, ovvero le formazioni dunali sabbiose che vengono modellate dal vento e dal moto ondoso e che sono ambienti particolarmente dinamici e fragili. Alcuni di questi tomboli evolvono peraltro verso un completo interrimento del cordone litoraneo stesso che se, associato al continuo spostamento verso mare della linea di costa può comportare la trasformazione in dune fossili sublitoranee (o paleodune). Questi ambienti sono quasi sempre estremamente interessanti sotto l'aspetto naturalistico, e il delicato equilibrio evolutivo, legato alla inevitabile e continua trasformazione del substrato e dei suoli superficiali.

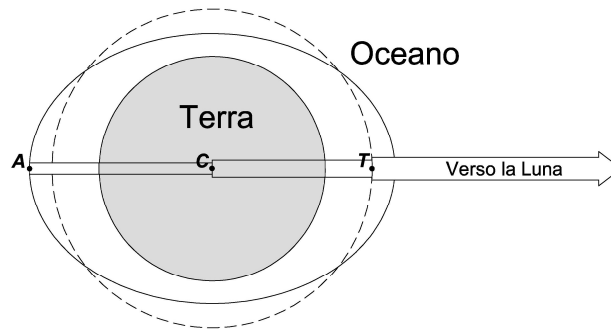
## Capitolo 4

### Le maree

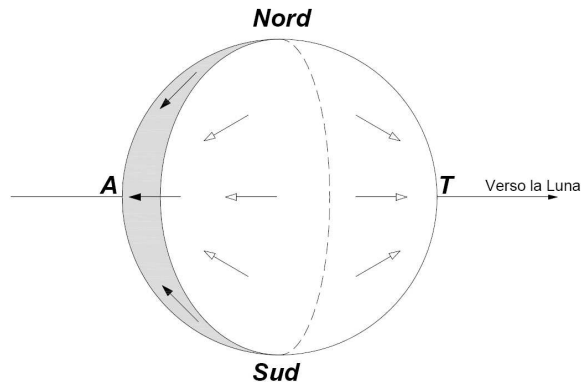
#### 4.1 La marea astronomica

Si indicano con il nome di maree le variazioni più o meno periodiche del livello dell'acqua marina dovute alle forze periodiche esercitate dall'attrazione gravitazionale della luna (70%) e del sole (30%). Le forze esercitate dagli altri astri sono del tutto trascurabili. Se si considera la Terra come un pianeta che possiede un involucro acqueo continuo e di spessore uniforme (figura 4.1): la parte del globo in prossimità del punto T viene attratta con più forza dalla luna essendone più vicina. In C, il centro della Terra, l'attrazione di gravità è minore che in T, infine in A essa è minima. Poiché la forza di attrazione diminuisce da T ad A, la Terra tenderà a venire allungata. Possiamo immaginare che l'involucro d'acqua in T cerchi di sfuggire la massa terrestre principale centrata in C, mentre il globo terrestre solido tende a sfuggire l'involucro in A. La Terra sferica tende ad allungarsi lungo l'asse passante per il baricentro dei due corpi e a venir deformata in una forma ellissoidale. Nella trattazione delle maree oceaniche si può ritenere che la Terra solida non sia interessata da deformazioni, anche se in realtà esistono deboli maree terrestri. Tuttavia essendo gli oceani composti da fluidi, reagiscono con prontezza anche alle piccole sollecitazioni e l'acqua si muove verso i punti centrali T ed A.

Spiegare in dettaglio le forze generatrici delle maree non rientra negli scopi di questo lavoro, perciò ci si limita a fornire una semplice schematizzazione. Tali forze sono la conseguenza della diminuzione dell'attrazione gravitazionale dal punto T al punto A e si esplicano sotto forma di forza di trazione che gioca parallelamente alla superficie terrestre. La distribuzione di questa forza traente è mostrata dalle frecce in figura 4.2. Essa è uguale a zero lungo un circolo massimo passante per i punti N e S, ma aumenta fino ad un valore massimo in corrispondenza dei circoli minori situati a  $45^\circ$  e  $135^\circ$  di arco dal punto T, per poi diminuire fino allo zero dei punti T ed A. Le influenze mareali si suddividono perciò in due emisferi verso i cui punti centrali T ed A converge l'acqua degli oceani aumentandone il livello, mentre al contempo si allontana dal circolo massimo di forza traente zero, dove il livello del mare diminuisce.



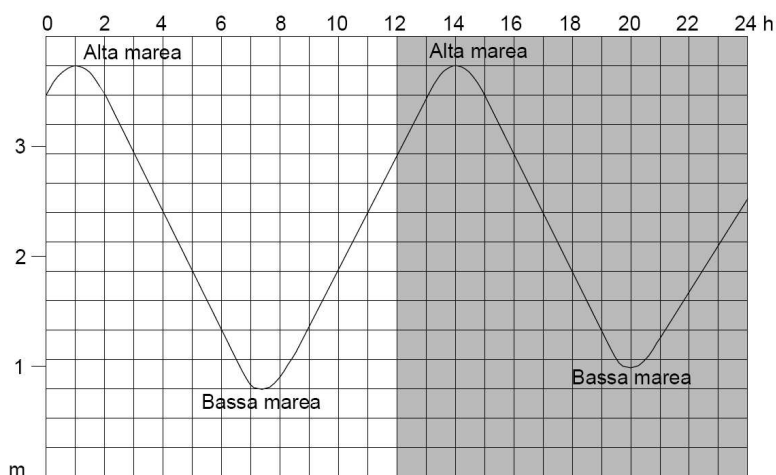
**Figura 4.1** - L'attrazione di gravità è la forza fondamentale che produce le maree.



**Figura 4.2** - Le maree sono causate da forze di trazione dirette parallelamente alla superficie terrestre verso i due centri di marea.

Dato che la terra ruota intorno al proprio asse verso est, i due centri di alta marea si muovono verso ovest rispetto alla superficie terrestre (figura 4.2). Il passaggio di uno di questi centri provoca un innalzamento del livello del mare sino ad un massimo, detto “alta marea”, mentre a metà della distanza fra due centri il livello del mare si abbassa fino ad un valore minimo, detto di “bassa marea”. Fra questi due valori estremi si trova il valore medio di marea, che si ottiene come media aritmetica fra i valori di alta e di bassa marea relativi ad un lungo periodo di tempo. Dato che alla Terra sono necessarie 24 ore e 50 minuti per ruotare una volta rispetto alla luna (giorno lunare) in questo periodo si verificheranno due alte e due basse maree; perciò le alte maree si succedono ogni  $12\frac{1}{2}$  ore e l'intervallo fra un'alta e la bassa marea successiva è di circa  $6\frac{1}{4}$  ore. Dato che il nostro calendario, con giorno di 24 ore, è determinato dal Sole medio, mentre le maree sono regolate dalla Luna, le alte o le basse maree si verificheranno circa 50 minuti più tardi ogni giorno successivo. Se confrontiamo l'ora dell'alta marea con l'ora del passaggio della Luna sul meridiano di una determinata zona costiera, troveremo che l'alta marea si verifica diverse ore dopo la culminazione della luna. Questo ritardo della marea con il passaggio della Luna, noto si chiama “intervallo lunitidale” o “stabilimento di porto”, risente della localizzazione e dei caratteri della costa e varia anche nel corso dell'anno per uno stesso sito costiero.





**Figura 4.3** - Esempio di grafico che mostra le ipotetiche variazioni mareali misurabili attraverso un mareografo.

Se ogni mezzora misuriamo il livello delle maree, con un mareografo, si potranno verificare le variazioni delle maree. Un grafico di questo tipo è mostrato nella figura 4.3. Si potrà osservare, in accordo a quanto detto, che fra due successive alte e basse maree intercorrono  $12\frac{1}{2}$  ore, mentre l'intervallo di tempo fra un'alta e una bassa marea è di  $6\frac{1}{2}$  ore. Tale intervallo, se calcolato come media di un lungo periodo di osservazioni, risulterebbe di 6 ore e 12 minuti. Dall'osservazione del grafico si vede che mentre le alte maree raggiungono lo stesso livello le basse maree differiscono fra loro di circa 0,15 m.

La Luna è soggetta ad un ciclo di declinazione, detto mese tropicale, della durata di 27,2 giorni, in cui la declinazione varia sia verso nord che verso sud entro un intervallo analogo a quello della declinazione solare. Quando la declinazione della Luna raggiunge i valori più alti nell'Emisfero settentrionale, il centro di marea, che corrisponde al punto sul quale la Luna occupa la posizione zenitale, si sposta verso ovest attorno alla Terra lungo una linea che segue all'incirca il Tropico del Cancro (lat.  $23^{\circ}27'N$ ), mentre il centro di marea opposto segue all'incirca il Tropico del Capricorno (lat.  $23^{\circ}27'S$ ). Questo comporta che in località situate a sud e a nord dell'equatore le successive alte o basse maree (12 h e 25 min) risulteranno con ampiezze diverse, mentre quelle alterne saranno uguali (24 h e 50 min). Se c'è una disuguaglianza diurna, allora la curva di marea è il risultato di due importanti forze componenti: la costituente semidiurna e la costituente diurna. La prima è il risultato del passaggio di due centri di marea che determina una curva di marea nella quale le successive alte e basse maree ripetono i livelli delle precedenti. La costituente diurna è una conseguenza della declinazione della Luna e determina una curva di marea che comprende un'alta ed una bassa marea per ogni giorno lunare. La maggior parte delle curve di marea sono tuttavia il risultato della combinazione dei due tipi precedenti.

Il Sole anche se enormemente più grande della Luna è molto più lontano dalla Terra, e quindi la sua forza di attrazione risulta molto più piccola rispetto a quella della Luna. Se si considera l'attrazione solare come forza capace di produrre maree si comprende

che il ruolo predominante sul controllo mareale è dettato dall'azione della Luna. Infatti i tempi mareali sono governati dagli effetti lunari mentre le ampiezze di questi ultimi sono prodotti dal Sole. Allora appare evidente che dalle posizioni relative dei due corpi celesti dipendono le forze regolatrici delle maree. Quando i due corpi sono in sizige le forze lunari e solari si sommano tra loro, formando maree particolarmente elevate (maree sizigiali). Queste ultime si verificano circa due volte al mese, ogni 14 giorni circa. Quando il Sole e la Luna sono rispettivamente in congiunzione e in quadratura, cioè nelle fasi di primo e terzo quarto, la forza di attrazione del Sole tende a controbilanciare quella della Luna, determinando maree di ampiezza particolarmente bassa dette di quadratura. Le maree sizigie sono circa il 20% più ampie delle maree medie, mentre le maree di quadratura sono di circa il 20% inferiori.

Attualmente non esiste ancora una teoria matematica completa di tipo deterministico sulle maree che si verificano in tutto il complesso dei mari e degli oceani. Il collegamento tra la teoria e l'osservazione è fondata sul principio di Laplace, che afferma che "le piccole oscillazioni di un sistema meccanico, nel quale l'attrito annulli i moti dipendenti dallo stato iniziale, si mantengono indipendenti ed hanno periodi uguali a quelli delle forze agenti sul sistema." Su tale principio si basa l'analisi armonica delle maree.

Il livello marino si può intendere come la somma di una serie di segnali, detti mareali, generati dall'attrazione astrale sull'acqua del mare. Il segnale di livello, inteso in questo senso, può essere espresso mediante la relazione:

$$s(t) = \sum_i A_i \cos\left(\frac{360^\circ}{T_i} \cdot t - \psi_i\right) \quad (4.1)$$

dove  $A_i$  rappresenta l'ampiezza,  $T_i$  il periodo e  $\psi_i$  la fase della  $i$ -esima componente e la coordinata temporale  $t$  individua l'istante in cui il segnale si riferisce. Di tali componenti si conosce esattamente la frequenza definita dal moto degli astri mentre le ampiezze e fasi sono specifiche di ciascun sito in quanto influenzate dalla conformazione del fondale e devono quindi essere dedotte a partire dai dati di osservazione. Le grandezze di ampiezza e fase si ottengono mediante un processo di minimizzazione degli scarti fra valori osservati e calcolati (ad es. metodo dei minimi quadrati).

Le altezze di marea lungo le coste italiane sono generalmente modeste, dell'ordine di 0,20-0,40 m. Qualche importanza assume il fenomeno della marea nell'Alto Adriatico (laguna Veneta, Trieste ecc.) e nel golfo di Gabes (Tunisia) ove si registrano altezze superiori al metro. Nello stretto di Messina, le escursioni di marea sono praticamente nulle, mentre sono rilevanti le correnti di marea collegate allo sfalsamento temporale delle maree fra il bacino tirrenico e ionico.

## 4.2 L'analisi armonica

Le grandezze astronomiche fondamentali nello studio delle maree sono le seguenti (Schureman, 1940):

- $s$  è la longitudine media della Luna;
- $p$  è la longitudine media del perigeo della Luna;
- $N (= \Omega I)$  è la longitudine media sull'eclittica del nodo lunare ascendente  $\Omega$ ;
- $H$  è la longitudine media del Sole;
- $v (= A \Gamma)$  è la longitudine sull'equatore celeste di  $A$ ;
- $\zeta (= A \Gamma')$ : la longitudine di  $A$  sull'orbita lunare.

Queste sei grandezze sono tutte variabili con il tempo; ad esempio la longitudine  $N$  del nodo lunare ascendente è funzione del tempo perché sono funzioni del tempo sia  $\Omega$  sia  $\Gamma$ . La tab. 4.1 riporta concetti e legami analitici per calcolare queste ed altre grandezze astronomiche. Come è noto la forza di marea è funzione del tempo  $t$  e del punto (latitudine) nel quale si calcola  $P$ . Si può dimostrare Schureman (1940) che è possibile esprimere le componenti tangenziale e radiale della forza di marea come una somma di  $m$  funzioni cosinusoidali del tipo:

$$F_M(P,t) = UY(P) \sum_{i=1}^m f_i(t) \cdot C_i(t) \cdot \cos[V_i(t) + u_i(t)] \quad (4.2)$$

L'argomento  $V_i(t) + u_i(t)$  di ognuna di queste funzioni è esprimibile come combinazione lineare delle sei grandezze fondamentali con coefficienti interi, positivi e negativi, detti numeri di Doodson. L'argomento delle funzioni cosinusoidali è strumentalmente scisso nelle due parti  $V$  e  $u$  perché ciascuna di esse dipende da grandezze astronomiche diverse, ed in particolare:  $V_i = V_i(t,s,h,p)$  e  $u_i = u_i(\zeta,v)$ .

Il coefficiente  $U$  è detto fattore base perché è comune a tutti i termini della sommatoria ed è funzione della massa della Terra e della massa dell'altro astro che si considera. Il coefficiente  $Y$  è detto fattore di latitudine ed è funzione della latitudine del punto  $P$  considerato. Il coefficiente  $f_i$  è detto fattore nodale ed è il rapporto fra il valore di un altro coefficiente, detto fattore di obliquità (funzione di  $I$ ), ed il suo valore medio.

Il coefficiente  $C_i$  è detto di costituente (astronomica) ed è pari al prodotto fra il valore medio del fattore di obliquità e il fattore d'ellisse (funzione dell'eccentricità dell'orbita lunare).

Secondo l'espressione 4.2, la forza di marea (lunare e solare) può essere considerata come la somma di una serie armonica di contributi elementari, ognuno con un proprio argomento  $V_i(t) + u_i(t)$  (quindi con un proprio periodo), un proprio fattore nodale  $f_i$  e un proprio coefficiente di costituente  $C_i$ . In altre parole è possibile ammettere che il fenomeno della marea, anziché essere prodotto dalle azioni effettive della Luna e del Sole, sia dovuto ad un certo numero di astri fittizi (o satelliti), ognuno con una sua massa, che si muova sul piano dell'equatore descrivendo un'orbita circolare attorno alla Terra, con un periodo derivante dall'argomento della rispettiva cosinusoide. Secondo tale schema, ogni astro fittizio fornisce il proprio contributo elementare di marea, che prende il nome di costituente armonica di marea.

**Tabella 4.1** - Elementi per il calcolo delle componenti armoniche di marea. (1) American Ephemeris and Nautical Almanac. (2) Smithsonian Physical Tables. (3) Schureman (1958).

<b>(a) Costanti</b>		
$c = 3.844\ 03 \cdot 10^8$ m	Distanza media Terra-Luna(1)	(1)
$c_j = 1.495\ 042\ 01 \cdot 10^{11}$ m	Distanza media Terra-Sole (1)	(1)
$S/E = 332\ 488 \pm 43$	Rapporto di massa Sole/Terra	(2)
$M/E = 12\ 289 \pm 4 \cdot 10^{-6} = 1/81,37$	Rapporto di massa Luna/Terra	(2)
$S/M = 2.705\ 455 \cdot 10^7$	Rapporto di massa Sole/Luna	
$S' = (c/c_j)^3 S/M = 0.459\ 875\ 64$	Fattore solare	
$e = 0.054\ 900\ 56$	Eccentricità dell'orbita lunare	(2)
$i = 5.145\ 376\ 28^\circ$	Inclinazione dell'orbita lunare sull'ecclittica	(3)
<b>(b) Costanti</b>		
$n$	Tempo in anni dal 1900	
$e_t = 0.016\ 751\ 04 - 4.180 \cdot 10^{-7}n - 1.26 \cdot 10^{-11}n^2$	Eccentricità dell'orbita terrestre	(2)
$\omega = 23.452\ 294^\circ - 1.301\ 11^\circ \cdot 10^{-4}n$	Obliquità dell'ellittica	(1)
<b>(c) Coefficienti ausiliari funzione del tempo</b>		
$A = S' (1+3/2 e_j^2)/(1+3/2 e^2)$		
$A_1 = \cos i \cos \omega$		
$A_2 = \sin i \sin \omega$		
$A_3 = \cos[(\omega-i)/2]/\cos[(\omega+i)/2]$		
$A_4 = \sin[(\omega-i)/2]/\sin[(\omega+i)/2]$		
$A_5 = A \sin 2\omega$		
$A_6 = A \sin^2 \omega$		
$B_1 = [\cos(\omega/2) \cos(i/2)]^{-4}$		
$B_2 = [A_5 + (1-3/2 \sin^2 i) \sin 2\omega]^{-2}$		
$B_3 = [A_6 + (1-3/2 \sin^2 i) \sin^2 \omega]^{-2}$		
$B_4 = [\sin \omega \cos^2(\omega/2) \cos^4(i/2)]^{-1}$		
$B_5 = 2A_5 B_2$		
$B_6 = 2A_6 B_3$		
$B_7 = [1 + (1-3/2 \sin^2 i)/A]^{-2} = A_3^2 B_2 = A_5^2 B_3$		
<b>(d) Longitudini (3)</b>		
T tempo in secoli giuliani (36525 d) dal mezzogiorno di Greenwich del 31 dicembre 1899		
$h = 279.696\ 678^\circ + 36\ 000.768\ 925^\circ T + 3.025^\circ \cdot 10^{-4} T^2$	Longitudine media del sole	
$s = 270.437\ 422^\circ + 481\ 267.892\ 000^\circ T + 2.525^\circ \cdot 10^{-3} T^2 + 1.89^\circ \cdot 10^{-6} T^3$	Longitudine media della Luna	
$p = 334.328\ 019^\circ + 4\ 069.032\ 206^\circ T - 1.034\ 4^\circ \cdot 10^{-2} - 1.25^\circ \cdot 10^{-5} T^3$	Longitudine del perigeo lunare	
$p_l = 281.220\ 833^\circ + 1.719\ 175^\circ T + 4.528^\circ \cdot 10^{-4} T^2 + 3.33^\circ \cdot 10^{-6} T^3$	Longitudine del perigeo solare	
$N = 259.182\ 533^\circ - 1\ 934.142\ 397^\circ T + 2.106^\circ \cdot 10^{-3} T^2 + 2.22^\circ \cdot 10^{-6} T^3$	Longitudine del nodo lunare	
<b>(e) Elementi dell'orbita lunare (3)</b>		
$I = \arccos(A_1 - A_2 \cos N)$	Obliquità dell'orbita lunare rispetto all'equatore terrestre	
$C = \arccos \tan [A_3 \tan (N/2)]$	Ascensione retta dell'intersezione lunare	
$v = C - \arccos \tan [A_4 \tan (N/2)]$	Termine ausiliario per $K_1$	
$v' = \arccos \tan [(\sin 2I \sin v)/(A_5 + \sin 2I \cos v)]$	Termine ausiliario per $K_2$	
$2v'' = \arccos \tan [(\sin^2 I \sin 2v)/(A_6 + \sin^2 I \cos 2v)]$	Longitudine dell'intersezione lunare nell'orbita della Luna	
$\zeta = N + v - 2C$		

La trasformazione in serie armonica (4.2) può essere applicata anche alla funzione che esprime la variazione del livello del mare in un punto P al variare del tempo. L'oscillazione di marea, infatti, pur essendo un fenomeno in effetti non periodico, può essere scomposta in tante onde parziali che invece sono periodiche: i periodi delle onde parziali si possono ritenere pari a quelli delle costituenti di marea che compongono l'intera forza di marea lunisolare. Tutto ciò in virtù dei seguenti "principi" enunciati da Laplace:

- l'oscillazione del livello del mare, dovuto all'azione di una singola forza perturbatrice, deve essere periodico ed avere lo stesso periodo di quella forza;
- l'azione risultante di più forze periodiche agenti simultaneamente è uguale alla somma delle singole azioni calcolate separatamente.

Su tali basi, il metodo dell'analisi armonica consiste nella scomposizione dell'oscillazione del mare in diverse onde elementari armoniche (Doodson, 1921), ciascuna di esse con un periodo pari a quello della particolare forza che la produce. Ogni onda elementare è detta componente armonica di marea. Il livello del mare in un punto  $P$  si può quindi esprimere come segue:

$$\eta_M(P, t) = \sum_{i=1}^m f_i(t) H_i(P) \cos \cdot [V_i(t) + u_i(t) - k_i(P)] \quad (4.3)$$

nella quale  $\eta_M(P, t)$  è la quota della superficie marina nel punto  $P$  all'istante  $t$ .

Confrontando le espressioni 4.2 e 4.3, si riconosce che le  $m$  componenti hanno lo stesso periodo delle rispettive forze costituenti di marea ma diversa ampiezza  $H$  e fase  $\kappa$ , mentre si conserva la modulazione nodale con  $f_i$ . L'ampiezza  $H$  e la fase  $\kappa$  vengono dette costanti armoniche del punto  $P$ ; esse dipendono solamente dalla forma e dalla batimetria del bacino (dalla quale dipende la velocità di propagazione dell'onda di marea) e sono ovviamente diverse per ciascuna componente.

Invero, l'ampiezza  $H_i$  tiene intrinsecamente conto anche dei valori di  $U$  e soprattutto di  $Y$ , che compaiono nell'espressione della forza costituente di marea; a parità di altri fattori, il valore di  $H$  cambia da un punto all'altro in funzione della latitudine. Inoltre, il valore di  $f'_i$  è influenzato dai valori del fattore nodale  $f_i$  e del coefficiente di costituente  $C_i$ , ed è quindi funzione del tempo.

La (4.3) si può ulteriormente sviluppare analizzando l'argomento della funzione coseno. Poiché  $V_i = V_i(t, s, h, p)$ , in generale si può scrivere dimostrare (Schureman, 1940):

$$V(t) = is + jh + kp + n15t \quad (4.4)$$

nella quale:

- $i, j, k$  ed  $n$  sono i numeri di Doodson; in particolare  $n$  è nullo se la componente è di lungo periodo, altrimenti vale 1, 2, 3, ... a seconda del periodo della componente, pari a  $24/n$  (ore);
- $s, h$  e  $p$  sono le longitudini medie, rispettivamente, della Luna, del Sole e del perigeo lunare;
- $t$  è il tempo (espresso in ore);
- 15 è la velocità di rotazione della Terra attorno al proprio asse, espressa in  $^\circ/h$ ;  $\tau = 15t$  è l'angolo orario del Sole.

Per semplificare i calcoli, si può usare l'approssimazione lineare:

$$V(t) = V_0 + \sigma' t \quad (4.5)$$

dove:  $V_0$  è il valore iniziale di  $V(t)$  calcolato per  $t = t_0$

$$\sigma' = i \frac{ds}{dt} + j \frac{dh}{dt} + k \frac{dp}{dt} + n \cdot 15 \quad (4.6)$$

Il secondo termine ( $u_i$ ) dell'argomento dell'espressione 4.3 è anch'esso funzione del tempo, dipendendo dalle grandezze  $\zeta$  e  $v$  a loro volta funzioni del tempo.

Sostituendo le espressioni 4.4 e 4.5 nella 4.3 si ottiene:

$$\eta_M(P, t) = \sum_{i=1}^m f_i(t) H_i(P) \cos \cdot [\sigma'_i(t) t + V_{oi} + u_i(t) - k_i(P)] \quad (4.7)$$

La somma  $V_{oi} + u_i(t)$  esprime la fase, in gradi, della componente di equilibrio calcolata in un istante  $t = t_0$  scelto come iniziale nel sistema di riferimento del tempo locale del punto  $P$ . In genere si preferisce riportare tutte le fasi e il sistema temporale al meridiano di Greenwich (longitudine  $0^\circ$ ), abbandonando il sistema di riferimento locale e scrivendo:

$$Local(V_{oi} + u_i) = Greenwich(V_{oi} + u_i) - nL + \frac{\sigma' S}{15} \quad (4.8)$$

dove:  $n$  è il coefficiente dell'angolo orario del sole;  $L$  è la longitudine del Punto  $P$  (negativa ad est di Greenwich) del meridiano più prossimo dei 24 fondamentali in cui è suddivisa la Terra (fra l'uno e l'altro vi sono  $15^\circ$  e 1 ora di differenza).

Tenendo conto dell'espressione 4.8 la 4.7 diventa:

$$\eta_M(P, t) = \sum_{i=1}^m f_i(t) H_i(P) \cos \cdot \left[ \sigma'_i(t) \cdot t + Greenwich \cdot (V_{oi} + u_i) - nL + \frac{\sigma' S}{15} - k_i(P) \right] \quad (4.9)$$

L'espressione 4.9 è di solito modificata ulteriormente mediante l'introduzione di un'altra grandezza, detta *modified epoch*, pari a  $g = \kappa + nL - \sigma S / 15$ , in modo da svincolarsi da  $S$  e  $L$ ; diventando quindi:

$$\eta_M(P, t) = \sum_{i=1}^m f_i(t) H_i(P) \cos \cdot [\sigma'_i(t) \cdot t + Greenwich \cdot (V_{oi} + u_i) - g_i(P)] \quad (4.10)$$

Le nuove costanti armoniche  $H_i$  e  $g_i$  si ricavano dall'analisi di una serie sufficientemente lunga di dati mareografici ( $\bar{\eta}$ ), adoperando dei filtri numerici ad alta risoluzione o, più semplicemente, mediante il metodo dei minimi quadrati.

Per l'impiego del metodo dei minimi quadrati, conviene scrivere la (4.10) come segue:

$$\eta_M(P, t) = \sum_{i=1}^m \{ A_i \cdot \cos \cdot [\sigma'_i(t) \cdot t] - B_i \cdot \sin \cdot [\sigma'_i(t) \cdot t] \} \quad (4.11)$$

nella quale  $A_i = ai \cos(\phi_i)$  e  $B_i = ai \sin(\phi_i)$ . Quest'analisi fornisce pure  $Z_0$ , che è la differenza tra la quota di riferimento ( $z = 0$  m) e il livello medio marino ricavato effettuando la media dei livelli misurati in un arco di tempo adeguatamente lungo.

Per ricostruire l'onda di marea, cioè la funzione  $\eta_M(P,t)$ , occorre tener conto di tutte le componenti che hanno ampiezza non trascurabile; per alcune località è sufficiente considerare circa dieci componenti, per altre ce ne vogliono almeno venti. Tuttavia vi sono nove componenti che sono ritenute fondamentali ai fini di un'attendibile ricostruzione dell'onda di marea. Esse sono elencate, con i rispettivi valori di periodo e frequenza, nella tabella seguente (tabella 4.2).

**Tabella 4.2** - Componenti fondamentali per la ricostruzione dell'onda di marea astronomica.

N	Nome delle componente	Simbolo	Periodo T[h]	Frequenza [cph]
1	Lunare semidiurna principale	$M_2$	12.42	0.0805114
2	Solare semidiurna principale	$S_2$	12.00	0.0833333
3	Lunare ellittica maggiore semidiurna	$N_2$	12.66	0.0789992
4	Lunisolare declinazione semidiurna	$K_2$	11.97	0.0835615
5	Lunisolare declinazione diurna	$K_1$	23.93	0.0417807
6	Lunare declinazione diurna	$O_1$	25.82	0.0387307
7	Solare declinazione diurna	$P_1$	24.07	0.0415526
8	Sovramarea quartodiurna	$M_4$	6.21	0.1610228
9	Composta quartodiurna	$MS_4$	6.19	0.1638447

### 4.3 Le maree meteorologiche

Con il termine marea meteorologica si intendono quei fenomeni di innalzamento e abbassamento del livello marino a causa della variazione della pressione atmosferica (dislivello barico) e del vento persistente (sovrizzo dovuto al vento) che accumula acqua sottocosta.

Il dislivello barico nel Mediterraneo centrale può fornire un contributo in termini di variazione della pressione atmosferica paragonabile alle grandezze delle escursioni di marea. Per esempio un abbassamento barico di 1 mbar rispetto al valore normale (1013 mbar) produce un innalzamento di circa 0.01 m del livello marino e viceversa. Nel Tirreno i valori misurati della pressione minimi e massimi (legati al passaggio dei cicloni ed anticicloni) negli ultimi 30 anni risultano pari a 975 mbar (26/2/1989) e 1044 mbar (4/12/1986) rispettivamente. Ne consegue quale effetto "barico" un massimo sovrizzo marino di 0,38 m ed un massimo abbassamento del livello di 0,31 m. In condizioni estreme eccezionali tali valori possono aumentare ancora di qualche centimetro.

La valutazione del sovrizzo del vento è particolarmente importante durante gli eventi meteorici più violenti. Come l'innalzamento del livello marino esiste anche il fenomeno opposto di abbassamento, per azione di vento spirante da terra verso il mare, ma esso è di scarso interesse ai fini degli studi costieri. Il sovrizzo di vento è funzione, oltre che delle caratteristiche dell'evento meteorico (velocità di traslazione del vento, dimensioni, durata, percorso sopra la massa marina, forma delle isobare) della forma e dimensione del bacino marino, dell'estensione della piattaforma continentale nonché della configurazione del fondo e scabrezza dello stesso. La valutazione del sovrizzo durante una perturbazione può essere eseguita in base a considerazioni statistiche a partire



**Figura 4.4** - I mareografi della Rete Mareografica Nazionale (ISPRA).

dalle osservazioni dirette effettuate su un sufficiente periodo di tempo, oppure in base a modelli di calcolo. Nel caso di calcoli statistici, le escursioni di livello osservate dovranno essere scomposte nelle componenti astronomiche, in quelle meteorologiche e in quelle a lungo termine.

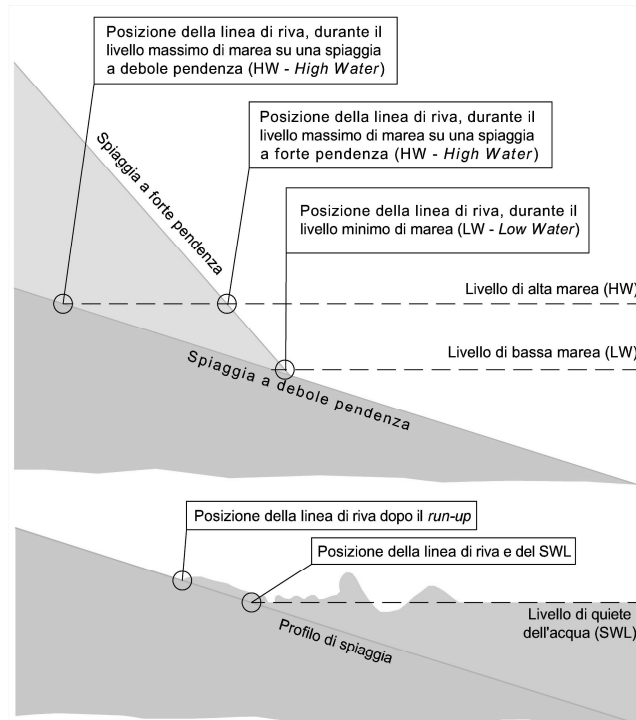
#### 4.4 Le misure mareografiche

Come per le boe ondametriche in Italia esiste una rete di mareografi (RMN – Rete Mareografica Nazionale) gestita dall’ISPRA. In figura 4.4 è riportata la distribuzione dei mareografi attualmente in dotazione. La rete è composta da 28 stazioni ma prossimamente con l’attuazione delle opere di ristrutturazione previste, sarà costituita da circa 80 stazioni operanti in telemisura, di cui circa 50 ubicate nella Laguna veneta.

Le finalità della rete sono: fornire dati utili alla progettazione di opere marittime; monitorare gli scambi d’acqua tra ambienti lagunari e costieri; evidenziare variazioni di rilievo del livello marino a lungo termine.

In effetti, la rete di osservazione in questione, oltre a fornire indicazioni sul livello del mare, consente l’acquisizione di dati relativi alle seguenti grandezze: velocità e direzione del vento; temperatura dell’aria e dell’acqua e la pressione atmosferica. Tutte le citate informazioni, per ogni stazione, sono ricavabili attraverso il sito <http://www.idromare.com>





**Figura 4.5** - Lo schema in alto mostra la posizione della linea di riva al variare delle maree e della pendenza della spiaggia. Lo schema sotto mostra invece come la posizione della linea di riva sia strettamente connessa all'inclinazione della spiaggia e all'azione del moto ondoso.

## 4.5 La posizione della linea di riva e il livello mareale

La posizione della linea di riva dipende dalla quota a cui si trova il livello della superficie del mare e dalla pendenza della spiaggia. Dato che la quota della superficie del mare varia al variare della marea, la posizione della linea di riva sarà differente sia per condizioni di alta marea che di bassa marea.

Oltre all'effetto della marea, anche la pendenza del profilo della spiaggia ha un effetto considerevole sulla posizione della linea di riva (figura 4.5).

In genere, le spiagge che hanno deboli pendenze possono contribuire a grandi spostamenti della posizione della linea di riva. Questo tipo di cambiamento morfologico può avvenire senza processi di deposizione o di erosione di sedimenti dalla spiaggia ("processo morfostatico").

Un altro processo fisico da considerare è l'azione del moto ondoso. Le onde non appena si frangono sulla battigia (*swash zone*), risalgono sulla spiaggia proseguendo la loro risalita finché non dissipano completamente la loro energia, per poi successivamente ridiscendere e dirigersi verso il mare. Dal momento che le onde sono variabili sia spazialmente che temporalmente, l'elevazione del *run-up* e quindi l'oscillazione della linea di riva è anche legata alle stagioni.

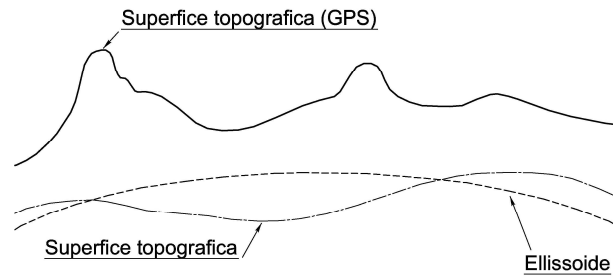


Figura 4.6 - Relazioni tra le diverse quote di riferimento.

Se si riesce a valutare il valore di altezza d'onda media per un dato luogo e per condizioni climatiche note, si può individuare sulla spiaggia un livello medio marino oscillante (MSE - *Mean Shoreline Level*).

Allo scopo di identificare e standardizzare la posizione della linea di riva attraverso l'uso della marea sono stati identificati diversi termini legati alle posizioni relative assunte dalla superficie del mare con la superficie della spiaggia. Tra i diversi fattori che determinano l'accuratezza delle misure GPS, relative alla quota, il più importante è quello dovuto "all'imperfezione" della forma della Terra.

Il GPS utilizza la quota ( $h$ ) ovvero la distanza tra l'ellissoide di riferimento che approssima la superficie terrestre e la superficie topografica e la tradizionale, quota ortometrica ( $H$ ) ovvero la distanza tra il livello MSL (*Mean Sea Level*) e la superficie topografica. La differenza tra le due quote  $H$  e  $h$  fornisce  $N$  che è la quota geodetica (figura 4.6).

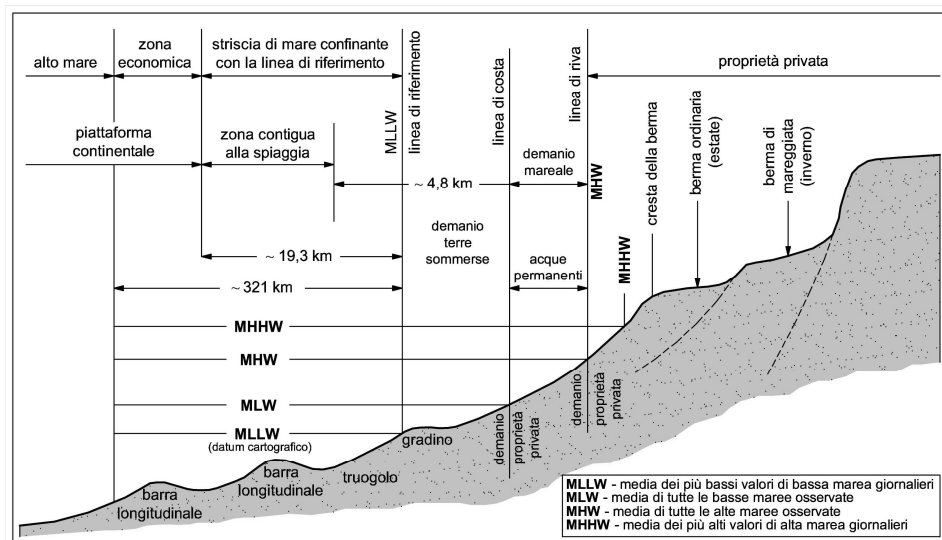


Figura 4.7 - Utilizzo civile e marittimo dei dati di marea.

I dati di marea sono molto importanti perché l'intersezione tra un qualsiasi livello di marea con la superficie terrestre definisce la posizione della linea di riva. Per quanto

detto, la marea è stata ed è riconosciuta in gran parte del mondo, come un limite utile a discriminare le zone costiere ad uso civile da quelle ad uso marittimo (figura 4.7). I livelli mareali che vengono presi in considerazione per tale distinzione sono: la media dei più bassi valori di bassa marea giornalieri (MLLW), la media di tutte le basse maree osservate (MLW), la media di tutte le alte maree osservate (MHW) e infine la media dei più alti valori di alta marea giornalieri. Nella tabella seguente (tabella 4.3) sono elencati i più comuni *datum* mareali.

**Tabella 4.3** - *Datum* mareali utilizzati per il posizionamento della linea di riva.

<i>Datum</i> mareale		
Acronimo	Nome e definizione	Origine uso o svantaggio
MHHW	<i>Mean Higher High Water</i> - Media dei più alti valori di alta marea giornalieri	
MHW	<i>Mean High Water</i> - Media delle alte maree in un periodo di 18,6 anni (un ciclo lunare)	Usato spesso come limite di separazione del demanio in US
MTL	<i>Mean tide level</i> - Livello mareale medio	
MSL	<i>Mean Sea Level</i> - Media di tutti i livelli marini in 18,6 anni (un ciclo lunare)	Negli US è ritenuto il <i>datum</i> più valido e più stabile (Shalowitz, 1962)
MLW	<i>Mean Low Water</i> - Media delle basse maree in un periodo di 18,6 anni (un ciclo lunare)	
MLLW	<i>Mean Lower Low Water</i> - Media dei più bassi valori di bassa marea giornalieri	<i>Datum</i> utilizzato nelle cartografie US dal 1981 e usato come limite di demanio
MHWS	<i>Mean High Water Springer</i> - Media delle alte maree primaverili	
MLWS	<i>Mean Low Water Springer</i> - Media delle basse maree primaverili	
MHWN	<i>Mean High Water Neaps</i> - Media delle alte maree delle quadrature	
SWL	<i>Still Water Level</i> - Livello di quiete della superficie marina	
<i>Datum</i> verticale ortometrico - basato su rilievi topografici		
NGVD 29	<i>National Geodetic Vertical Datum</i> 1929	Il primo di riferimento geodetico standard. Basato su reti US e Canadesi adattato al livello MSL rilevato da 26 mareografi
NAVD 88	<i>North American Vertical Datum</i> 1988	<i>Datum</i> ufficiale per tutto il nord America dal giugno 1993. Indipendente da qualsiasi misura mareografica
<i>Datum</i> tridimensionale - basato su <i>remote sensing</i>		
NAD 83	<i>North American Datum</i> 1983	Un aggiornamento del NAD 27 utilizzando misure in <i>remote sensing</i>
WGS 84	<i>World Geodetic System</i> 1984	Il sistema di riferimento geocentrico adottato nelle determinazioni GPS



## Capitolo 5

# Determinazione della posizione della linea di riva

### 5.1 Tecniche d'identificazione della posizione della linea di riva: studi precedenti

La costa è un'area in continua evoluzione e i suoi cambiamenti si evidenziano soprattutto in corrispondenza di litorali bassi e sabbiosi, con continue dislocazioni della linea di riva e con superfici territoriali alternativamente emerse e sommerse dal mare. La dinamica dei litorali dipende essenzialmente dall'azione del mare, ma è influenzata anche da tutte quelle azioni dirette e indirette, naturali e antropiche, che intervengono sull'equilibrio del territorio costiero modificandone le caratteristiche geomorfologiche. Proprio per questo intrinseco legame tra le azioni del mare e le risposte della terra Frhy nel 2009, stabilì che lo studio dei litorali poteva essere gerarchizzato in quattro differenti categorie morfologiche: 1) litorali e margini esterni di promontori rocciosi, esposti ad onde di alta energia; 2) spiagge soggette ad azioni moderate del moto ondoso; 3) *pocket beach* (spiagge a tasca) e promontori semiesposti a onde di bassa energia ed infine 4) spiagge soggette a mare prevalentemente calmo (bacini d'acqua chiusi come le lagune). Questa suddivisione morfologica che associa energie d'onda a morfotipi costieri diversi, può essere utile per lo studio di questi ambienti, ponendo le basi ad una classificazione costiera riconosciuta da tutti.

Le coste e in particolare modo le spiagge, sono state oggetto di numerosi studi di settore. Questo tipo di studio si è trasformato negli ultimi anni in un argomento di ricerca scientifica producendo numerosi risultati.

Gli studi di queste zone sono fortemente legati alla posizione della linea di riva, confine importantissimo della fascia costiera. Quando la linea di costa subisce un arretramento che avviene a scala temporale umana si può pensare ad un fenomeno erosivo è diventa importante quindi quantificarne l'entità. Tuttavia valutare la posizione della linea di riva non è solo importante per osservare le modificazioni che subisce il litorale, viene preso anche in considerazione per risolvere controversie legali in termini

di demanio marittimo, valutare l'efficacia di interventi a protezione del litorale e per fini di progettazione e gestione costiera.

L'identificazione della posizione della linea di riva coinvolge due fasi distinte. La prima, riguarda la scelta e la definizione dell'indicatore morfologico da associare a questo limite che in molti casi risulta essere la linea di separazione tra terra e acqua. La seconda fase è invece mirata all'identificazione di questo limite all'interno dei dati disponibili (solitamente immagini aeree o satellitari). La più comune tecnica per identificare la posizione della linea di riva è di tipo manuale, che interpreta in modo soggettivo il confine di separazione tra la terra e il mare (List e Farris, 1999). Per esempio, se si utilizzano le immagini aeree, inizialmente l'immagine viene ortorettificata poi georiferita e successivamente su di essa viene digitalizzata la linea di riva. A questa fase viene affiancato un rilievo topografico in situ tramite sistema GPS, i dati così ottenuti vengono utilizzati per correggere gli errori eseguiti dall'operatore durante la digitalizzazione. Questi metodi manuali, risultano essere ancora oggi molto utilizzati, tuttavia necessitano di operatori esperti che interpretino bene le immagini (Anders e Byrnes, 1991; Byrnes, Mc Bride e Hiland, 1991; Dolan, Hyden e May, 1983; McBeth, 1956). Infatti spesso l'operatore ha bisogno di conoscere i luoghi, deve conoscere tutti i fattori locali che possono avere effetti sul posizionamento della linea di riva come: la presenza di mareggiate particolari, uragani, trasporto solido, eventuali azioni di ripascimento, ecc. (Byrnes, Mc Bride e Hiland, 1991).

Molti autori si trovano d'accordo col dire che stabilire la posizione della linea di riva, attraverso un geoindicatore (riconoscibile visivamente) adoperando solamente immagini telerilevate e rilievi in situ, risulta un metodo poco accurato e molto soggettivo (Crowell, Leatherman e Buckley, 1991; Pajak e Leatherman 2002). A questo proposito va aggiunto che, solitamente come geoindicatore di linea di riva viene presa l'intersezione tra la quota relativa del livello medio di tutte le alte maree (MHW - *Mean High Water*) e la spiaggia. Questo limite non è tuttavia rappresentativo del vero limite all'istante in cui è stata ripresa l'immagine aerea o satellitare. Inoltre il limite MHW non può essere considerato come un riferimento perché esso stesso non ha come riferimento un *datum* mareale o una fissata elevazione del livello marino. Questo geoindicatore può rappresentare il risultato della combinazione di diversi fattori come: la morfologia della spiaggia, le condizioni atmosferiche e le prevalenti condizioni idrodinamiche.

Le attuali tecniche di mappatura della linea di riva variano dalle semplici osservazioni di immagini aeree alle misure più precise eseguite tramite ortorettifica di riprese aeree digitali. Ciò nonostante in nessuna tecnica di mappatura si è riscontrata una correzione legata alle onde dovute alle mareggiate e alle maree.

Al fine di identificare tale limite sono stati sviluppati numerosi metodi di telerilevamento. Le immagini utilizzate possono essere a diverse lunghezze d'onda e pertanto appartenere a diverse porzioni dello spettro elettromagnetico. Per esempio le immagini dell'infrarosso vicino e dell'infrarosso termico, possono essere molto utili per dividere la spiaggia emersa da quella sommersa, ma hanno un limite nella scarsa risoluzione spaziale. Le immagini ottiche, al contrario, hanno una migliore risoluzione ma spesso consentono una limitata precisione nell'identificazione della linea di riva, a causa della schiuma dovuta ai frangenti, o alla presenza di vegetazione sommersa (Andr  fou  t *et al.*, 2003).

Uno tra i primi metodi di telerilevamento, poco costoso, rapido e piuttosto semplice è stato quello della “misura del punto” (*Point Measurements*). La tecnica è stata sviluppata da Stafford (1971) per studiare l'erosione degli *Outer Banks* del *North Carolina*, richiedeva il calcolo o la conoscenza della scala di ogni fotografia aerea e poi veniva misurata la distanza tra un oggetto fisso di riferimento (punto) e la linea di riva. Questa procedura veniva ripetuta per tutte le immagini aeree, del tratto di costa in studio. Da queste misure poi si calcolava di quanto si era spostata la linea di riva. Ovviamente in questo metodo esistono diversi errori che non possono essere trascurati, Leatherman (1983) afferma che questo metodo può essere considerato attendibile solo quando vengono impiegati il “buon senso e l'estrema cura”.

Utilizzando il lavoro svolto da Dolan *et al.*, 1978; Dolan *et al.*, 1980 ha sviluppato un metodo che, a differenza del metodo di Stafford, è in grado di produrre una rappresentazione temporalmente continua del litorale. La prima cosa da fare per avviare questa tecnica era quello di cercare una cartografia ufficiale di riferimento del sito in studio e portarla ad una scala di 1:5.000 (mappe di area 3500 m per 2100 m). A questa operazione veniva affiancata un'analisi descrittiva del tratto di costa con l'ausilio delle immagini aeree. Una volta scelta la cartografia di base, il lato lungo di questa era orientato parallelamente alla linea di riva, mentre il bordo della carta orientato verso mare, serviva da riferimento. Tutte le immagini storiche venivano così sovrapposte l'una sull'altra facendo riferimento sulla cartografia di base. Ottenuta questa sovrapposizione di immagini si disegnavano le linee di riva e se ne osservava la loro evoluzione. Questa operazione si eseguiva utilizzando una griglia rettilinea con lato 100 m, in modo tale da poter quantificare tutti gli spostamenti subiti dalla linea di riva.

Per un periodo relativamente lungo, l'osservazione delle immagini stereoscopiche è stata considerata lo stato dell'arte per quel che riguarda l'analisi morfologica costiera (Fisher e Simpson, 1979; Boak e Turner 2005). Questa tecnica, o qualche sua variante, viene ancora oggi utilizzata per riconoscere e disegnare la linea di riva (Smith e Zarillo, 1990; McBride *et al.*, 1991). Il metodo offriva due grandi vantaggi, quello di potere tracciare (anche se tracciata a manualmente) un'unica linea su diverse riprese aeree e quello di rimuovere le differenze di scala insite in ogni immagine (Leatherman, 1983).

La “mappatura metrica” è stata la prima esperienza di tracciamento della linea di riva attraverso il trattamento analitico delle immagini fatta con l'ausilio di un computer. Questa tecnica semiautomatica introdotta da Leatherman (1983) e sviluppata da Clow e Leatherman (1984), venne associata con il sistema GIS (*Geographic Information System*) per permettere la creazione di carte costiere molto accurate, attraverso l'utilizzo di attrezzature poco costose e impiegando meno sforzo rispetto alle tecniche fotogrammetriche più avanzate (Leatherman, 1983). Uno svantaggio del metodo era quello che occorreavano diversi punti di controllo per ogni immagine telerilevata (es. minimo di 30 punti per un set di 10 immagini) a causa della necessità di eseguire un ortorettifica per ogni immagine. Anche se non rappresentava un problema per Clow e Leatherman (1984), il metodo era soggetto a errori quando si definiva la posizione della linea di riva nelle zone di contatto tra due immagini. La tecnica, sviluppata da McBride *et al.*, (1991), combinava l'utilizzo di immagini stereoscopiche, l'elaborazione (CAD) e la georeferenziazione in un Sistema Informativo Geografico (GIS). Il metodo era risultato un buon tentativo per migliorare l'accuratezza nell'individuazione della linea di riva. In primo luogo, tutte immagini venivano inserite in GIS con un unico sistema di

riferimento e successivamente erano digitalizzate le linee di riva. Questo metodo semplificava il processo di mappatura della linea di riva, quando si utilizzavano sia immagini aeree che cartografie, ma non migliorava, la precisione della misura.

Una variante a questa tecnica è stata presentata da Hilland *et al.*, (1993) e Byrnes e Hilland (1994). Entrambe le tecniche usavano CAD, e pacchetti software GIS. Questa metodologia aveva in più l'opportunità di eseguire una rettifica dell'immagine attraverso i punti controllo precedentemente assegnati per la georeferenziazione delle immagini. La linea di riva poteva essere digitalizzata così come appariva nello schermo del computer. Fatta questa operazione si utilizzava un sistema automatizzato, lo *Shoreline Analysis Program* (ASAP) che quantificava il valore di cambiamento della linea di riva (ad intervalli di 50 m) effettuando delle analisi statistiche. Il metodo aveva anche dei vantaggi come: l'opportunità di cambiare facilmente l'area di analisi, realizzare una sovrapposizione di cartografie e di immagini aeree, integrare una grande varietà di dati, ecc.

Le recenti tecniche di elaborazione digitale delle immagini aeree consentono una più precisa individuazione della linea di riva. I miglioramenti che si sono ottenuti sono dovuti principalmente alle tecniche di georeferenziazione (Shoshany e Degani, 1992) e ai nuovi metodi di estrazione del limite asciutto-bagnato. Due di questi sono i metodi DSM/DSAS basati sul *General Integrated Analytical Triangulation Program* (GIANT), scritto dal Servizio Nazionale Oceanografico degli Stati Uniti. Thieler e Danforth (1994a e 1994b) hanno progettato il DSM/DSAS per fornire una soluzione, estremamente precisa, per il tracciamento della linea di riva. Un grande vantaggio del metodo era quello di essere svolto in laboratorio da un singolo operatore. Per avviare il metodo era necessario creare una rete di punti di controllo noti (anche rilevati in situ), successivamente sia questi che la linea di riva venivano digitalizzati attraverso l'uso del *Shoreline Digital Mapping System*. Le informazioni delle immagini digitalizzate, insieme alla rete di controllo erano processate da un programma di aggiustamento simultaneo, chiamato *General Integrated Analytical Triangulation* (GIANT) (Elssal e Malhotra, 1987; Thieler e Danforth, 1994a). Una volta che le foto e/o le carte erano state digitalizzate e orientate, il DSMS utilizzava i parametri riguardanti la posizione della fotocamera e le coordinate spaziali dell'immagine digitalizzata per calcolare la posizione geografica della linea di riva. In questo modo il programma poteva essere utilizzato per determinare i valori di variazione della riva. Questo metodo offriva un grande livello di precisione ma anche il vantaggio di potere produrre delle corrette elevazioni digitali del terreno (DEM - *Digital Elevation Model*). In questo contesto si deve fare un cenno alla nuova tecnica di estrazione automatica per la mappatura della linea di riva, proposta da Zarillo *et al.*, (2008). Si tratta di *BeachTools*, un'estensione di ArcView 9.1 (GIS) che attraverso lo stesso principio del precedente modello consente la digitalizzazione in modo automatico della linea di riva valutandone quantitativamente i cambiamenti.

Tra gli altri metodi e le altre tecniche per stimare la posizione della linea di riva ricordiamo: le immagini radar (SAR), il LIDAR (*Light Detection And Ranging*) aviotrasportato, le immagini satellitari a banda lunga e a banda corta, ecc. Le immagini satellitari SAR (*Synthetic Aperture Radar*), si acquisiscono con periodo costante ma in condizioni atmosferiche differenti, rendendole per tale motivo molto utili allo scopo. Bisogna tenere presente, tuttavia, che il segnale radar riflesso dalla superficie del mare



dipende, in larga misura, dalle condizioni del mare al momento del rilievo. Le onde del mare, infatti, possono provocare effetti di disturbo alle onde radar riflesse (Lee e Jurkevich, 1990). Secondo Al Baghdadi *et al.*, (2004), le immagini radar sono più idonee all'individuazione della linea di riva, se essa viene ripresa con grandi angoli di incidenza, mentre Kim *et al.*, (2007) suggeriscono che una, maggiore precisione si ottiene utilizzando piccole lunghezze d'onda.

Il LIDAR aviotrasportato, è un altro metodo di rilievo basato sulla scansione della spiaggia attraverso il passaggio di un aereo o di un elicottero per mezzo di un telemetro laser. Esso è particolarmente adatto in rilievi di bassa profondità (dove sistemi come il *multibeam* non possono operare) ed uno dei vantaggi è la possibilità di poter rilevare simultaneamente la parte emersa e quella sommersa della spiaggia. Questa tecnica utilizza due impulsi laser a due lunghezze d'onda differenti, una nel campo del verde ed una nell'infrarosso. Il primo penetra attraverso l'acqua per la sua particolare frequenza, mentre il secondo viene riflesso dalla superficie del mare e dalla spiaggia emersa. La profondità dell'acqua è derivata dalla differenza di tempo di ritorno fra il segnale riflesso dalla superficie marina e quello riflesso dal fondale (Liu *et al.*, 2007).

Esistono anche metodi che integrano informazioni complementari come quelle multispettrali e quelle geometriche, superando così i limiti dei singoli metodi (Lee e Shan, 2003; Deronde, 2006). Altri ancora analizzano i cambiamenti della posizione della linea di riva affiancando i dati telerilevati alle analisi statistiche.

Addo *et al.* (2008), hanno applicato, alle coste di una regione del Ghana, un metodo per misurare la tendenza evolutiva della linea di riva. Gli autori hanno utilizzato dati cartografici, per un periodo di tempo che va dal 1904 al 2002, per stimare attraverso una regressione lineare l'arretramento della linea di riva. In seguito a tale studio hanno fatto un'analisi di previsione, per gli anni futuri, con l'ausilio di diverse tecniche, dai modelli matematici alle analisi geometriche compresa l'analisi dei trend storici.

Allo scopo di avviare una corretta gestione integrata anche Maiti e Bhattacharya (2009), hanno proposto un metodo che utilizza immagini satellitari e metodi statistici. Infatti, una volta individuata e digitalizzata dall'immagine la linea di riva, hanno diviso la costa studiata (113,5 km) in transetti e hanno avviato un'analisi statistica per ricavarne i valori di cambiamento. Lo studio ha dimostrato che l'uso combinato di immagini satellitari con metodi statistici può produrre risultati affidabili per interpretare la posizione della linea di riva. Dato che negli ultimi decenni, l'insediamento nelle aree costiere (infrastrutture e attività) è aumentato eccessivamente, oggi ci si trova a fronteggiare fenomeni erosivi. In questo contesto, Anfuso *et al.* (2011) hanno svolto uno studio su un tratto di costa della Toscana lungo circa 64 km. Per valutare l'erosione hanno utilizzato fotografie aeree e rilievi di pieno campo coprendo un periodo complessivo che va dal 1938 al 2005. Le linee di riva identificate dalle immagini aeree non sono state corrette dalle maree astronomiche e barometriche perché l'errore era più piccolo di 10 m quindi non ritenuto rappresentativo per la dislocazione della linea di riva. Il confronto di tutte le immagini aeree e la sovrapposizione delle diverse linee di riva ha così localizzato i tratti di spiaggia soggetti a fenomeni erosivi molto spinti.

A questi metodi vanno ricordati anche quelli che dal confronto dei dati telerilevati con i dati mareali ottengono le opportune correzioni per posizionare la linea di riva. Chen e Chang (2009), hanno valutato i cambiamenti della posizione della linea di riva della costa occidentale di Taiwan, attraverso l'uso di immagini telerilevate (dal 1996 al

2003) e tenendo conto dell'effetto mareale. Per valutare la precisione con la quale sono state ottenute le linee di riva dalle immagini satellitari, è stato necessario confrontarle con una linea di riferimento ottenuta con un rilievo GPS RTK eseguito in situ. L'effetto delle maree è stato valutato dalle immagini satellitari e con l'uso di un modello ad una linea (ideato da Komar 1988), hanno determinato i cambiamenti nel tempo. Anche nella ricerca condotta da Chen e Rau (1998) si osserva come dalle immagini satellitari multi-temporali si possono ottenere analisi dei cambiamenti della linea di riva. Il metodo di analisi prevedeva la costruzione di un modello di elevazione digitale del Terreno (DEM), l'acquisizione di immagini satellitari SPOT ognuna delle quali relativa ad una precisa quota mareale. Infine si eseguiva il confronto delle linee di riva tracciate dalle immagini satellitari con quella del DEM. Gli errori sperimentali di questo metodo erano compresi tra il 7,6% e il 12,5%.

Brunel *et al.* nel 2009 hanno analizzato come è cambiata nel XX sec., la posizione della linea di riva al variare dell'innalzamento del livello marino, considerando due casi studio francesi, una *pocket beach* (spiaggia a tasca - racchiusa da due promontori molto vicini) in Provenza e una spiaggia aperta della Carmargue. L'obiettivo del loro lavoro è stato quello di quantificare l'entità dell'arretramento della linea di riva. Il metodo usato ha tenuto conto dei dati mareali registrati a partire dal 1905, con frequenza di campionamento giornaliero di sette ore. Questi dati sono stati analizzati statisticamente e confrontati con tutti i dati disponibili dai più antichi ottenuti mediante triangolazione per mezzo di un teodolite alle più recenti riprese aeree.

Parker (2003) discusse una serie di fattori che possono compromettere il corretto posizionamento della linea di riva e dimostrò la validità dell'utilizzo del GPS-RTK attraverso la correzione del datum verticale con il valore di MHW.

Kumar *et al.*, (2010) analizzarono, in un tratto di costa (*Karnataka*) ricadente in India occidentale, i cambiamenti della morfologia dei promontori e della linea di riva, per un periodo di 10 anni utilizzando immagini satellitari e cartografie topografiche. La costa è stata suddivisa in quattro celle di litorale e ciascuna di esse ulteriormente suddivisa in transetti. La percentuale di cambiamento della posizione della linea di riva è stata calcolata utilizzando il metodo della regressione lineare, validata con l'errore dello scarto quadratico medio. In questo modo gli autori hanno potuto tracciare le posizioni della linea di riva per un periodo di tempo complessivo di 24 anni. Il loro studio ha mostrato che circa il 57% dei transetti mostrava un errore dello scarto quadratico medio di  $\pm 10$  m, il quale indicava una buona correlazione tra i valori calcolati e la linea di riva mostrata dall'immagine satellitare. Inoltre i transetti più vicini ai confini delle celle mostravano circa un 50% di incertezze nella valutazione del cambiamento della posizione della linea di riva. Gli autori con questo studio hanno voluto dimostrare che l'associazione di immagini satellitari con metodi di tipo statistico sono utili allo scopo di quantificare il tasso di cambiamento della linea di riva nel tempo.

Ai metodi descritti in precedenza vanno aggiunti anche quelli che hanno tenuto in considerazione le onde. In letteratura spesso il limite terra-acqua è assunto come il MHW (*Mean High Water*), trascurando l'effetto del moto ondoso e della risalita delle onde sulla spiaggia. I risultati del lavoro svolto da Ruggiero *et al.*, (2003) hanno dimostrato che l'aspetto del moto ondoso non deve essere trascurato. Infatti, il

posizionamento della linea di riva e quindi il riconoscimento di come essa varia nel tempo, dipende anche da questo aspetto.

Fenster *et al.*, (2001), hanno svolto una ricerca volta a capire come le mareggiate tropicali ed extratropicali interagiscono sul posizionamento della linea di riva. Queste mareggiate originano dei limiti (false posizioni di linee di riva), che in un'analisi temporale dei cambiamenti della posizione della linea di riva, si confondono con le posizioni della linea di riva producendo un "rumore" nello studio del trend evolutivo della spiaggia. Gli autori per comprendere meglio il ruolo che hanno queste mareggiate non periodiche sul cambiamento della linea di riva, hanno proposto un metodo analitico basato su una regressione lineare, che ha posto come obiettivo quello di identificare questi falsi limiti e quantificare i loro effetti su un studio temporale.

Douglas *et al.*, (2000) allo scopo di quantificare l'erosione delle spiagge hanno proposto un metodo di previsione delle posizioni assunte dalla linea di riva valutando anche gli effetti delle mareggiate. Infatti quest'ultime, soprattutto in inverno, sono responsabili delle modifiche più sostanziali della spiaggia producendo un'incertezza della posizione della linea di riva dell'ordine anche di diverse decine di metri. Gli autori hanno proposto un caso studio nel Delaware (costa atlantica degli Stati Uniti), applicando un metodo che calcolava l'incertezza della posizione della linea di riva in base al trend evolutivo della spiaggia. Si è tenuto conto delle azioni di erosione e di deposito che avvengono in spiaggia durante le mareggiate, e se ne è quantificata la loro entità. Il miglior modo per valutare la posizione della linea di riva è quello di eseguire una regressione lineare (posizione del limite acqua-terra e tempo) nella quale si dovranno eliminare tutte le posizioni della linea di riva associate alle mareggiate di più grande entità. I dati successivi alle mareggiate possono essere utilizzati per generare delle aree (buffer) di escursione della linea di riva.

Anche Dong e Chen (1999) hanno descritto una procedura per prevedere l'erosione e quindi l'arretramento del litorale. I dati che in ingresso nella loro procedura erano: il clima delle onde (osservati per un lungo periodo temporale) e le caratteristiche morfologiche del litorale. I dati ottenuti erano la distribuzione di probabilità dei massimi arretramenti della linea di riva. La procedura proposta dagli autori teneva conto anche degli effetti combinati del trasporto solido longitudinale e trasversale alla linea di costa.

Il profilo della spiaggia e l'individuazione della linea di riva sono possibili anche tramite rilievi in situ. Seymour *et al.*, (2005) hanno mostrato un metodo di monitoraggio di una spiaggia del sud California attraverso l'uso della metodologia GPS-RTK, osservando che durante una mareggiata con onde alte 3 m si erodevano 160.000 m<sup>3</sup> di sedimenti.

Harley *et al.* (2010) hanno valutato e integrato dati video con metodi di rilievo GPS-RTK e immagini satellitari al fine di ricostruire un monitoraggio decennale della costa studiata. L'applicazione della metodologia ha visto come oggetto di studio la costa sud orientale dell'Australia. I dati raccolti e analizzati sono stati così ottenuti: 30 anni di misure mensili di tipo topografico convenzionale; tre anni di rilievi mensili secondo una metodologia GPS-RTK (montata su un veicolo) e quattro anni di rilievo, eseguito ogni ora, di misure della posizione della linea di riva attraverso il metodo ARGUS. Lo studio svolto dagli autori ha confrontato 30 anni di profili trasversali alla costa ed il GPS-RTK è stato utilizzato come controllo dei dati ottenuti dalle videoriprese. La differenza verticale tra i profili ottenuti da rilievi classici e quelli GPS-RTK ha mostrato essere

normalmente distribuita con una deviazione standard di 0,13 m (che equivale a 1,1 m in orizzontale lungo la direzione trasversale alla linea di riva). Le immagini videoregistrate confrontate con i dati GPS-RTK hanno mostrato invece una compatibilità del 50% di 1300 m di costa rilevata e la deviazione standard verticale è risultata essere inferiore a 0,2 m (ovvero 1,7 m in orizzontale). Le principali differenze che sono scaturite dall'analisi di questi dati ottenuti da tecniche diverse sono dovute principalmente alla scala temporale e spaziale dello studio che si vuole svolgere. Grazie alle tecniche video si possono osservare fenomeni di alta frequenza senza dovere affrontare i costi e i tempi lunghi delle tecniche di rilievo in situ. Il rovescio della medaglia è che le tecniche GPS-RTK consentono un'alta precisione nella misura. In conclusione le tecniche convenzionali hanno mostrato essere il modo migliore per ottenere misure precise per monitoraggi di lungo periodo che costerebbero molto se seguiti con tecniche più moderne.

Anche Archetti *et al.* (2011) hanno osservato i cambiamenti di una spiaggia italiana (Ravenna), dovuti alle mareggiate. Tale spiaggia pur essendo protetta da pennelli e da un frangi-flutto sommersi, risente del moto ondoso. Il metodo proposto dagli autori è quello di utilizzare almeno 5 anni di dati provenienti da un sistema di monitoraggio video (ARGUS), integrarli con i dati batimetrici (della zona intertidale) relativi agli anni di osservazione e scegliere come geo-indicatore le linee di riva. Le variazioni della linea di riva sono state analizzate in relazione alle onde provenienti da diversi settori di traversia. In questo modo gli autori hanno osservato come cambia la posizione della linea di riva con le mareggiate e quindi i cambiamenti areali che subiva la spiaggia.

Come si evince dalla precedente rassegna bibliografica, le tecniche proposte per posizionare la linea di riva sono molteplici. Ciascuna di essa presenta dei vantaggi rispetto alle altre, ma anche dei limiti, questi ultimi connessi con la notevole variabilità nel tempo dell'interfaccia terra-mare e con l'incerta definizione della linea di riva.

Per consentire una gestione delle coste sostenibile, nazionale e locale, Valpreda e Simeoni (2003) hanno proposto un metodo che confronta il trend evolutivo della costa con le condizioni (morfologiche e di uso del suolo) attuali delle aree costiere. Il confronto è stato fatto in termini di probabilità di perdita di beni che si possono avere all'interno di un "tratto di costa omogeneo". Gli autori per applicare il metodo hanno utilizzato come geo-indicatore la linea di riva.

In risposta alla sempre più crescente necessità, di quantificare i cambiamenti legati alla posizione della linea di riva, si sono sviluppate, in questi ultimi 40 anni, diverse tecniche di misura. Queste ultime forniscono informazioni sull'erosione costiera, sull'avanzamento o sull'arretramento delle linee di riva. Salmon *et al.*, nel 2007, osservando che una delle maggiori cause dell'erosione delle dune sono le onde di *run-up* dovute alle mareggiate, hanno proposto una nuova tecnica di misura del massimo *run-up* su spiagge naturali (casi studio è stato la spiaggia di Tairua, New Zealand). Per misurare le variazioni della linea di riva (oscillazioni del limite asciutto/bagnato), sono stati monitorati diversi eventi di mareggiata, utilizzando riprese video di un profilo trasversale di riferimento. Le immagini, hanno fornito le escursioni massime delle onde sulla spiaggia e una volta rettificate, hanno fornito il *run-up*. Le misure svolte sulla spiaggia, hanno fornito valori molto attendibili di *run-up*, tuttavia se si confrontano i valori assoluti di quest'ultimi con quelli ottenuti attraverso l'uso della formula empirica di Hunt (1959) si osservano delle non similarità.

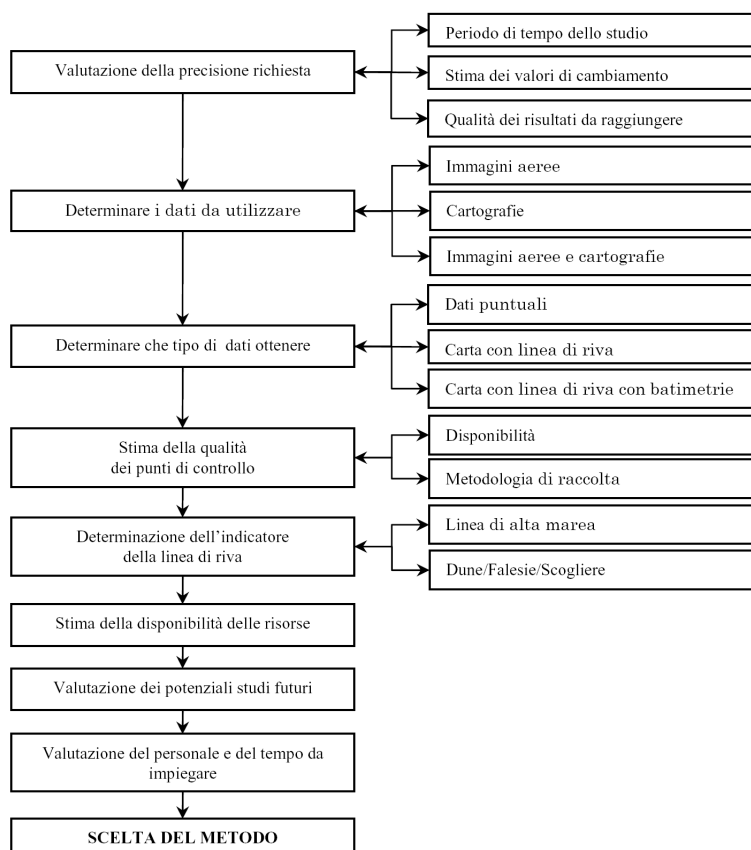


Figura 5.1 - Procedura per la scelta del metodo da utilizzare.

Per questo motivo gli autori hanno suggerito di svolgere nuove indagini in modo da rendere più accurate queste misure.

In ultima analisi, anche se i risultati delle ricerche sono sostanzialmente limitati dalla qualità di dati disponibili, ciascuna tecnica sviluppata nel corso degli ultimi anni è stata creata nel tentativo di migliorare i metodi precedenti, riducendone l'errore. Le metodologie vanno dalle semplici misure effettuate su immagini aeree, alle tecniche più sofisticate utilizzando le ortofoto in ambiente GIS.

Con i progressi avuti negli ultimi anni in campo hardware e software, sono diminuiti gli errori nella mappatura della linea di riva e si è reso questo tipo di studio più accessibile all'utenza media. Anche se alcune delle più recenti metodologie sono riuscite a ridurre gli errori di misura da immagini aeree o cartografie, va precisato che queste non considerano gli aspetti mareali e di clima ondoso del paraggio costiero in studio. Questa è quella parte di errore che compare in tutte le metodologie di acquisizione della linea di riva a partire di immagini aeree (tabella 5.1).

La scelta della tecnica da utilizzare dipende da diversi fattori: il livello di precisione richiesto, il tipo di dati in output desiderato, il metodo di acquisizione dei punti di controllo a terra, la disponibilità di finanziamenti e/o di strumentazione (Moore, 1994).

Considerare questi fattori risulterà fondamentale per scegliere la metodologia da utilizzare (figura 5.1).

**Tabella 5.1** - Errori che si commettono durante la fase di mappatura della linea di riva.

ERRORI POTENZIALI NEL MAPPARE LA LINEA DI RIVA			
Errore potenziale	Errore alla scala della carta [mm]	Errore a scala 1:20.000 [m]	Riferimenti bibliografici
<b>Cartografia</b>			
<i>Carte precedenti al 1941</i>	±1	± 20	Ellis, 1978
<i>Carte 1:25.000</i>	< ± 0,61	< ± 12,2	Ellis, 1978
<i>Carte 1:10.000</i>	< a ± 0,51	< ± 10,2	Ellis, 1978
<b>Fotografie</b>			
<i>Distorsione radiale</i>	> ± 0,110	± 2,0	Slama, 1980
<i>Stiramento e contrazione (sterch/shrink) di immagini</i>	± 1-2	± 20-40	Thieler 1994a
<i>Stiramento e contrazione (sterch/shrink) di diapositive</i>	± 0,005	± 0,1	Slama, 1980
<b>Variabilità e Interpretazione</b>			
<i>Variazioni stagionali del livello di acqua alta (HWL)</i>	± 0,05	> ± 10	Smith 1990
<i>Variazioni del ciclo mareale del livello di acqua alta (HWL)</i>	± 0,025-0,05	± 0,5-1	Dolan, 1980
<i>Interpretazione del livello di acqua alta (HWL)</i>	± 0,5	± 10	
<b>Grafica</b>			
<i>Digitalizzazione</i>	> ± 0,25	> ± 5	Anders 1991
<i>Digitalizzazione più errore dell'operatore</i>	> ± 0,225	± 4,5	Theiler 1994b

## 5.2 Il *run-up* sulle spiagge

In questo paragrafo si farà una rassegna dei concetti, degli studi teorici e pratici relativi al *run-up* di onde su spiagge sia a debole che a forte pendenza. Il *run-up*, prodotto dalle mareggiate, determina il confine istantaneo tra terra e acqua, è quindi di fondamentale importanza conoscere il suo valore.

Il *run-up* avviene nell'area di *swash*, ovvero in quella parte di spiaggia compresa tra la più interna zona di frangimento e la spiaggia sub-aerea. In questa area di spiaggia avviene il trasporto solido più significativo (Osborne e Rooker, 1999). Definire i limiti e analizzare tale zona risulta fondamentale per diversi aspetti come: individuare le criticità delle coste legate all'erosione (Ruggiero, *et al.*, 1996; Sallenger, 2000; Ruggiero *et al.*, 2001), identificare la posizione della linea di riva e progettare e gestire strutture costiere (Van der Meer e Stam, 1992). Nonostante la nota rilevanza di queste zone, studi recenti hanno evidenziato l'ulteriore necessità di approfondire gli studi rivolti a questo settore (Elfrink e Baldock, 2002; Butt e Russell, 2000).

In letteratura si riconoscono diversi lavori svolti in pieno campo sulle dinamiche del *run-up*. Questi studi hanno avuto luogo su spiagge riflessive (Holman e Sallenger, 1985; Holman, 1986; Holland, 1995; Holland *and* Holman, 1993) su spiagge dissipative a bassa e media energia (Guza e Thornton, 1982; Raubenheimer *et al.*, 1995; Raubenheimer e Guza, 1996).

Il *run-up*, è spesso espresso in termini di escursione verticale ed è costituito da due componenti: la massima elevazione del livello medio dell'acqua, *setup* e le fluttuazioni attorno al valore medio *swash*.

Gli effetti sulle strutture costiere del *run-up* sono stati sempre oggetto di studio degli ingegneri costieri i quali attraverso misure di laboratorio producevano interpretazioni sulle interazioni onda-struttura. Al contrario gli effetti del *run-up* sulla spiaggia, sono stati oggetto fino ad oggi degli oceanografi e dei geomorfologi che attraverso approcci diretti (misure di pieno campo), hanno fornito spiegazioni sulle influenze reciproche onde-spiaggia e sulle modifiche ad esse associate. La spiaggia intertidale (quella compresa fra la massima e la minima escursione mareale) ha una pendenza generalmente minore rispetto a quella di un paramento (verso mare) di una opera costiera. Per questo motivo nelle spiagge, le onde incidenti si frangono prima che avvenga l'azione di risalita. Molti oceanografi identificano il *run-up* come la linea di riva che varia con il tempo oscillando al di sopra del limite determinato dal livello di acqua calma SWL (*Still Water Level*), (Guza e Thornthorn 1982, Holamn e Sallenger 1985), al contrario tutti gli ingegneri costieri, identificano il *run-up* come la massima elevazione raggiunta dalla risalita dell'acqua sulla spiaggia (*Coastal Protection Manual* 1984).

Sulla base di esperienze di laboratorio e osservazioni in situ Hunt, (1959), propose una parametrizzazione:

$$\frac{R}{H_s} = c\xi_0 \quad (5.1)$$

dove  $R$  è un parametro statistico verticale (altezza significativa di *run-up*), normalizzato da  $H_s$ , l'altezza d'onda significativa,  $c$  è una costante dimensionale, e  $\xi_0$  è il numero di Iribarren. Il numero di Iribarren è un parametro adimensionale dato da:

$$\xi_0 = \frac{\tan \beta}{(H_s / L_0)^{1/2}} \quad (5.2)$$

dove  $\beta$  è la pendenza della spiaggia (assunta piccola, così che  $\tan \beta \approx \sin \beta \approx \beta$ ),  $L_0$  è la lunghezza d'onda in acque profonde. Bassi valori del numero di Iribarren indicano condizioni di spiaggia dissipative, mentre valori alti suggeriscono zone riflesse.

Per onde frangenti regolari, su spiagge con pendenze uniformi e lisce, il *setup*, è funzione dell'altezza d'onda incidente, ed è dell'ordine di 0,2 (Bowen *et al.*, 1968), mentre l'onda di *run-up*, sempre in funzione dell'altezza d'onda incidente, è approssimativamente proporzionale al parametro di similarità (Hunt 1959, Battjes 1974). Quest'ultimo diminuisce con la pendenza e con la diminuzione della ripidità d'onda. Per spiagge a debole pendenza e per parametri di similarità dell'ordine di 0,1 o inferiori ad esso, il *setup* diventa predominante rispetto all'azione di *swash*. In altre parole, quasi tutta l'energia delle onde incidenti è dissipata per il frangimento delle onde stesse in un'ampia zona chiamata *surf zone*. La conseguenza di quanto detto è che quando si analizzano onde regolari che si frangono su spiagge a debole pendenza, lo *swash* e le onde di riflessione sono praticamente trascurabili (Kobayashi *et al.*, 1989). Tuttavia bisogna tenere presente che su pendenze ripide l'onda di *setup* è molto piccola

se paragonata allo *swash* e questo è causa di considerevoli riflessioni d'onda (Battjes 1974).

Il *setup* e lo *swash* che si formano, da onde irregolari, sono molto complicati da analizzare perché si instaurano delle oscillazioni significative di *swash* che hanno periodi più lunghi di quelli delle onde incidenti.

Sebbene le basse frequenze di oscillazione delle onde di *swash*, sono tipiche delle spiagge a debole pendenza (Huntely *et al.*, 1977, Guza e Thornton 1982, Raubnheimer *et al.*, 1995, Raubnheimer e Guza 1996), esse si ritrovano, ma sono trascurabili, sui paramenti lato mare, a forte pendenza, delle strutture costiere (Kobayashi *et al.*, 1990).

Le basse frequenze legate alle oscillazioni di *swash* sono collegate al frangimento delle onde irregolari sulla spiaggia. Altri studi hanno rivisto la riflessione delle onde irregolari. Guza e Thornton (1982) hanno presentato uno studio riassuntivo di tutte le ricerche svolte sulle oscillazioni di *swash*.

Le onde incidenti di vento e di mare lungo, i cui periodi sono inferiori di 20 s sono solitamente assunte come completamente dissipate dalle spiagge. Quanto detto è appropriato per spiagge dissipative e permette la locale applicazione della teoria lineare progressiva all'interno di ogni zona di frangimento (Guza e Thornton 1980). Comunque le onde riflesse dalle spiagge a forte pendenza non sono trascurabili (Kobayashi *et al.*, 1989). Peraltro le onde di infragravità con periodi che oscillano tra circa 20 e 200 s sono generalmente considerate completamente riflesse dalle spiagge, sebbene la riflessione delle onde varia più gradualmente in relazione al periodo d'onda e alla frequenza (Kobayashi e Wurjanto 1992a; Raubnheimer *et al.*, 1995).

Quanto detto in precedenza permette l'uso, in acque basse, della teoria lineare senza dissipazione per il calcolo delle *edge waves* (onde che si propagano con il fronte d'onda parallelo alla costa). Queste ultime sono onde lunghe intrappolate nella zona di frangimento dalle onde riflesse, da quelle rifratte e da quelle non intrappolate (*leaky waves*) che stanno in direzione trasversale alla costa (Guza e Thornton 1985b).

Elgar *et al.*, (1984) stimò, attraverso l'uso di 24 sensori di pressione immersi alla profondità di 13 m, l'energia delle onde che si propagano su una spiaggia naturale (2 km di costa del nord Carolina). Osservò il rapporto dell'energia di propagazione attraverso la banda di frequenza di innalzamento del livello medio marino. Al decrescere di questa aumenta la frequenza dell'onda e la sua energia, al crescere invece cresce la pendenza della spiaggia. Quanto detto, è rappresentato qualitativamente dalla formula di Miche (1951).

Attraverso delle interazioni di tipo non lineare, l'energia delle onde incidenti viene trasferita per mezzo delle alte e delle basse frequenze nella zona di *surf* (Longuet-Higgins e Stewart, 1962). Sulle spiagge dissipative, le onde di infragravità (con frequenze all'incirca tra 0,05 e 0,004 Hz) tendono a dominare la zona di surf interna, soprattutto la zona di *swash*.

Sebbene ci fosse una dipendenza lineare di  $R/H_s$  con  $\zeta_0$  data nell'equazione 5.1, Guza e Thornton (1982) trovarono che la componente infragravitativa di  $R$  (che chiameremo  $R_{ig}$ ), per spiagge dissipative a bassa energia, varia linearmente con l'altezza delle onde a largo, solo quando la componente relativa alle onde *swell* ( $R_{ss}$ ) rimane costante. Quando Holman e Sallenger (1985) analizzarono un sottoinsieme (basso numero Iribarren) dei loro dati, hanno mostrato la differenza di comportamento tra le frequenze delle onde di infragravità e le frequenze del *run-up*.



Ruessink *et al.* (1998) hanno trovato che la costante di proporzionalità tra  $R_{ig}$  e  $H_s$  per l'equazione (5.1) è notevolmente più alta per le spiagge con bassi numeri di Iribarren.

Miche (1951) ha ipotizzato che le onde incidenti monocromatiche possono essere pensate come aventi entrambe le componenti di stazionarietà e di progressione, e che l'ampiezza delle oscillazioni di *swash* è proporzionale al valore della riflessione e quindi proporzionale all'ampiezza dell'onda stazionaria. L'ampiezza dell'onda stazionaria non appena raggiunge la costa arriva al suo massimo valore con altezze d'onda tali da frangere. In questo modo raggiunta la saturazione dell'altezza dell'onda, si può aumentare solo la componente relativa all'ampiezza progressiva che si dissipa attraverso frangimento delle onde. La saturazione perciò implica che l'ampiezza delle bande di *swash*, non aumenta con l'aumentare dell'altezza delle onde in mare aperto, coerentemente a quanto detto da Guza e Thornton (1982).

L'ipotesi di Miche è stata confermata in laboratorio (Battjes, 1974; Guza e Bowen, 1976), in indagini di campo (Huntley *et al.*, 1977; Guza e Thornton, 1982; Guza *et al.*, 1984) e con l'applicazione di un modello numerico basato sulle equazioni mono dimensionali non lineari in acque poco profonde (Raubenheimer *et al.*, 1995, Raubenheimer e Guza, 1996).

Carrier e Greenspan (1958) hanno risolto analiticamente le equazioni non lineari in acque basse, dimostrando che esiste una soluzione per un'onda stazionaria monocromatica non frangente quando:

$$\varepsilon_s = \frac{a_s \omega^2}{g \tan^2 \beta} \leq 1 \quad (5.3)$$

dove  $\varepsilon_s$  è un altro parametro di similarità (valori elevati indicano spiagge dissipative) nei quali  $a_s$  è l'ampiezza verticale dello *swash* nella linea di riva, mentre ampiezza oscillante al litorale e  $\omega$  è la frequenza d'onda. Il frangimento dell'onda inizia a  $\varepsilon_s \approx 0,1$  e l'ampiezza dello *swash* sul litorale si incrementa fino a raggiungere un valore critico di saturazione. Stime di questo valore critico sono state fornite da Guza e Thornton, (1982) e Guza e Bowen, (1976) per valori compresi da 1,25 a 3,0. Dalla combinazione delle ipotesi di Miche con l'equazione 5.3 l'escursione verticale del *run-up* diventa (Stoker, 1947; Meyer e Taylor, 1972; Guza *et al.*, 1984):

$$\frac{R}{H_s} = \begin{cases} \left(\frac{\pi}{2\beta}\right)^{\frac{1}{2}} \xi_0 \geq \xi_c \text{ riflessiva} \\ \frac{\xi_0^2}{\pi} \quad \xi_0 < \xi_c \text{ saturata} \end{cases} \quad (5.4)$$

dove  $\xi_c = (\pi^3/2\beta)^{1/4}$ . Si noti che nella regione satura l'equazione (4), la forma tridimensionale di  $R$  è indipendente dall'altezza delle onde e ha una dipendenza  $\beta^2$  come mostrato nell'equazione 5.5, piuttosto che una relazione lineare con la pendenza della spiaggia come previsto dall'equazione 5.1

$$R = \frac{\beta^2 L_0}{\pi} \quad \xi_0 < \xi_c \text{ saturata} \quad (5.5)$$

In analogia alle relazioni monocromatiche descritte sopra, Huntley *et al.* (1977) hanno suggerito che per le bande larghe di *swash*, le frequenze delle bande incidenti nello spettro energetico di *run-up* diventerebbe satura e con forma:

$$E(f) = \alpha \cdot f^{-4} \quad (5.6)$$

dove  $\alpha$  è una costante dimensionale. Huntley *et al.* (1977) combinando l'equazione 5.3 con la 5.5 suggerirono una forma universale per calcolare lo spettro del *run-up*.

$$E(f) = \left[ \varepsilon_s^c g \beta^2 / (2\pi f)^2 \right]^2 \quad (5.7)$$

dove  $\varepsilon_s^c$  è una nuova costante dimensionale relativa alla banda larga dello spettro saturato.

Le onde irregolari di *setup* sulle spiagge sono state calcolate come il tempo di variazione dell'elevazione della linea di riva, misurata usando sia sensori elettrici che sistemi di ripresa. Guza e Thornton (1981) hanno usato uno stendimento di elettrodi posizionati, 0,03 m al di sopra superficie della spiaggia a debole pendenza. Il *setup* misurato relativo all'altezza d'onda significativa era circa il 17% della profondità dell'acqua. Holamn e Sallenger (1985) hanno misurato il *setup* su una spiaggia con pendenza moderatamente ripida, in presenza di una barra sommersa. Gli autori utilizzavano delle riprese fotografiche eseguite a intervalli di tempo noti, sulle quali, si digitalizzava a mano la linea di riva. Su una serie temporale di 154 immagini hanno stimato che la profondità dell'acqua era di circa 0,005 m. I dati ottenuti dagli autori hanno mostrato l'influenza della barra soprattutto in condizioni di bassa marea. Holamn e Guza (1984) confrontarono le elevazioni della linea di riva misurate utilizzando sia la tecnica delle riprese fotografiche che quella dei sensori elettrici.

Holland *et al.*, (1995), confrontò le elevazioni misurate usando sia le riprese video che cinque sensori di resistività alle altezze di 0,05, 0,10, 0,15, 0,20 e 0,15 m, posti appena sopra la superficie della spiaggia. Il confronto delle due tecniche ha mostrato che i sensori erano più idonei alla stima del *run-up*.

L'onda di *setup* e la deviazione standard dello *swash* aumenta con il decrescere dell'altezza a cui sono messi i sensori di resistività. L'onda di *setup*, è stata definita, su una superficie impermeabile, grazie alla profondità media dell'acqua che diviene tangenziale alla spiaggia tendendo al limite superiore raggiunto dall'onda di *run-up* (Bowen *et al.*, 1968, Nielsen 1989, Kobayashi e Karjadi 1996).

Anche, Nielsen (1988, 1989) misurò, attraverso tubi manometrici il livello medio dell'acqua e il livello medio della lama d'acqua durante la sua risalita sulla spiaggia. Definì il *setup* della linea di riva come l'elevazione dell'intersezione tra la superficie della spiaggia e la linea retta che collegava il livello medio d'acqua e la lama d'acqua. Si può trascurare questa definizione quando la superficie della spiaggia è permeabile, perché l'acqua in risalita si può infiltrare nel sottosuolo, diminuendo così l'escursione dell'acqua sulla spiaggia (Nielsen 1990, Turner 1993).

In letteratura si è riscontrata una scarsa convergenza di informazioni sulle onde di *setup* che agiscono sulle spiagge. Questo probabilmente è dovuto alle differenti tecniche utilizzate per la sua misura ma anche alla forte sensibilità che hanno queste onde con la variabilità spaziale e temporale della morfologia della spiaggia, nella quale le *edge waves* giocano un ruolo fondamentale nella formazione dei morfotipi (Holman and Bowen 1982).

Lippman e Holamn (1990) al fine di trovare la variabilità spaziale e temporale della barra sommersa e come essa possa influire sulla posizione della linea di riva, hanno usato immagini fotografiche (acquisite giornalmente), di onde incidenti che frangevano su una spiaggia sabbiosa. Questa prova è stata svolta per un periodo complessivo di due anni, nello stesso sito dove Holman e Sallenger (1985) misurarono le onde di *setup*. Gli autori riscontrarono molto complessa l'analisi dei cambiamenti morfologici della barra dato che la sua posizione cambiava rapidamente durante le mareggiate (con periodi temporali inferiori al giorno). Questi cambiamenti potevano essere dovuti al cambiamento del livello medio dell'acqua e/o alle *rip currents* (correnti in allontanamento dalla costa). Per spiegare questa estrema variabilità della barra Dalrymple (1978) rivide tutte le diverse teorie riguardanti la formazione delle *rip currents*. Le successive misure di Smith e Largier (1995) attraverso l'utilizzo di un *sonar doppler* indicarono che le *rip currents* sono episodiche e aperiodiche. Se il livello medio dell'acqua è sensibile alla topografia della spiaggia, è necessario eseguire un rilievo accurato della batimetria e della spiaggia sommersa.

Al momento, sebbene gli sforzi a tal riguardo sono stati tantissimi, le dinamiche della morfologia costiera e in particolare i movimenti della barra sommersa verso mare (Thornton *et al.*, 1996) o verso terra (Trowbridge e Young 1989) non possono essere previsti.

Oltre le misure di *swash* sulle spiagge sono state analizzate, attraverso metodi spettrali, le variazioni delle oscillazioni della linea di riva rispetto alla frequenza  $f$ . Gli spettri di *swash* misurati nella banda di alta frequenza hanno mostrato essere approssimativamente proporzionali a  $f^4$  (Huntley *et al.*, 1977; Raubenheimer e Guza 1996) oppure a  $f^3$  (Guza e Thornton 1982) e quasi indipendenti dall'altezza d'onda significativa. Queste bande ad alta frequenza corrispondono approssimativamente alla banda delle frequenze delle onde di vento. Ciò è stato interpretato come una saturazione delle oscillazioni causate dal frangimento delle onde. Huntley *et al.*, (1977), spiegò, attraverso la teoria del frangimento di Miche (1951) e di Carrier e Greenspan (1958) che  $f^4$  dipende dallo spettro di saturazione dello *swash* nella banda delle alte frequenze.

L'energia di *swash* nella banda a basse frequenze su superfici a debole pendenza tende a crescere linearmente con l'aumentare dell'energia dell'onda incidente e diventare predominante con l'aumentare dell'altezza d'onda incidente (Guza e Thornton 1982; Raubenheimer e Guza 1996, Ruggiero *et al.*, 1996).

Per prevedere le oscillazioni di bassa frequenza su spiagge dissipative causate dalle onde di infragravità, bisogna considerare la spiaggia sommersa. Per fare questo sono stati proposti diversi modelli che prevedono la formazione di onde di infragravità. Louquet-Higgins e Stewart (1962) mostrarono l'esistenza di un confine di secondo ordine, fuori dalla zona di frangimento che poteva essere prodotto dalla riflessione causata dalla costa. Gallagher (1971) estendendo il suo modello alle onde incidenti obliquamente, mostrò la possibilità di forze risonanti di secondo ordine (*edge waves*)

appena fuori la zona di frangimento. Gli esperimenti di laboratorio prodotti da Bowen e Guza (1978) fornirono delle evidenze empiriche di queste interazioni ogni volta che le onde si frangevano. Dato che le onde di infragravità non sono prevedibili, sono stati proposti diversi metodi per collegare statisticamente lo *swash* che avviene sulla spiaggia intertidale, alle onde di vento incidenti.

Holman e Sallenger (1985) hanno definito l'altezza significativa di *swash* come  $4\sigma$  dove  $\sigma$  è la deviazione standard delle misura di oscillazione dello *swash* su una spiaggia con moderata pendenza. Le onde incidenti sono definite dall'altezza d'onda significativa e dal periodo di picco spettrale. L'altezza significativa di *swash* normalizzata dall'altezza d'onda significativa è stata disegnata come funzione del parametro di uguaglianza del frangimento, nella quale la pendenza della spiaggia intertidale è stata usata per rappresentare l'effetto della pendenza sullo *swash*. L'altezza di *swash* normalizzata cresce con l'aumentare del parametro di uguaglianza in modo simile alla formula di Hunt (Battjes 1974). L'altezza di *swash*, nella banda di frequenza delle onde di vento, sembrava essere saturata solo quando il parametro di uguaglianza era sufficientemente piccolo. Holman (1986) analizzò gli stessi dati e ottenne l'altezza del massimo *run-up*. Durante un rilievo di 35 minuti, è stato calcolato: il 2% di superamento del livello di elevazione della linea di riva, il superamento del 2% per ogni picco di *run-up* individuale, e il superamento del 2% del livello di *swash*. Questi valori sono stati normalizzati con l'altezza d'onda significativa e disegnati tenendo conto del parametro di uguaglianza. Si osservò che per parametri di uguaglianza maggiori di 1,5 il *run-up* era controllato dalla frequenza dell'onda incidente, mentre per piccoli valori del parametro si osservarono lunghi periodi di *swash*. Questo limite può essere considerato una stima approssimativa per separare le spiagge a forte (riflettive) e a debole (dissipative) pendenza.

Nilsen e Hanslow (1991) misurarono i valori di *run-up*, utilizzando una distribuzione trasversale di picchetti su diverse spiagge sabbiose australiane. Essi contarono il numero individuale delle onde di *run-up* misurandone l'elevazione per ogni spiaggia. La probabilità di superamento per data elevazione al di sopra del livello di quiete dell'acqua è stato calcolato come il rapporto tra il numero contato di onde individuali e il numero totale di onde attese durante un intervallo di tempo di 20 minuti. La probabilità di superamento per gli stendimenti ortogonali alla linea di riva ha mostrato seguire lungo la scala verticale la distribuzione di Rayleigh. Per spiagge a forte pendenza, la scala verticale ha mostrato essere coerente con la formula di Hunt nella quale si utilizzano, lo scarto quadratico medio dell'altezza d'onda significativa e del periodo dell'onda.

Purtroppo non è facile utilizzare i dati relativi alle onde di *run-up* per sviluppare formule empiriche adattabili a tutte le tipologie di spiagge e con le varie condizioni di onda incidente. Questo perché avvengono diversi processi di trasformazione delle onde lungo il profilo di spiaggia, in particolare tra la linea di riva e il limite esterno della spiaggia sommersa. Al contrario se si analizza il *run-up* su strutture costiere in laboratorio le variabili in gioco sono minori e risulta più facile analizzare il fenomeno.

La distribuzione statistica delle oscillazioni di *swash* misurate sulle spiagge sono state anche confrontate con modelli statistici basati sulle onde *random* lineari (Huntley *et al.*, 1977, Holland e Holman 1993). Se l'oscillazione dello *swash* è di tipo Gaussiano, la probabilità di distribuzione della variazione dell'elevazione della linea di riva può

essere descritta solo dalla media (*wave setup*) e dalla deviazione standard (grado di oscillazione della linea di riva). L'assunto gaussiano è soddisfacente eccetto alcune discrepanze legate all'asimmetria e a curtosi delle distribuzioni di *swash* misurate in pieno campo.

Hughes nel 2004 riesaminando tutte le equazioni proposte per il calcolo del *run-up* ha trovato la relazione che lega l'onda di *run-up* con il parametro del momento di flusso dell'onda. In particolare il parametro del momento di flusso è dato:

$$M_F(x,t) = \int_{-d}^{\eta(x)} (p + \rho u^2) \cdot dz \quad (5.8)$$

dove  $M_F(x,t)$  è momento di flusso in funzione di  $x$  e di  $t$ ;  $p$  pressione dell'onda istantanea in una specifica posizione;  $u$  velocità istantanea orizzontale dell'acqua nello stesso punto della  $p$ ;  $d$  profondità dell'acqua;  $x$  direzione orizzontale perpendicolare alla cresta d'onda;  $z$  direzione verticale;  $\eta(x)$  quota della superficie idrica e  $t$  il tempo. Hughes (2004) trovò che il *run-up* poteva essere calcolato così:

$$\frac{R}{d} = CF(\alpha) \left[ \frac{M_F}{\rho g d^2} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (5.9)$$

dove  $C$  è una costante e  $F(\alpha)$  è una funzione dell'angolo relativo alla pendenza della spiaggia, determinato empiricamente;  $\rho$  è la densità;  $g$  l'accelerazione di gravità e  $d$  la profondità dell'acqua. Per le onde regolari trovò la seguente relazione:

$$\frac{R}{d} = 3,84 \cdot \tan \alpha \left( \frac{M_F}{\rho g d^2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (5.10)$$

dove il valore di  $3,84 \tan \alpha$  rappresenta il valore  $CF(\alpha)$  dell'equazione precedente. Per onde irregolari e non frangenti per pendenze di spiaggia comprese per valori di  $1/4 \leq \tan \alpha \leq 1/1$  il *run-up* si poteva calcolare con la seguente relazione:

$$\frac{R_{2\%}}{h} = 1,75 \cdot (1 - e^{-[1,3 \cot \alpha]}), \left[ \frac{M_F}{\rho g h^2} \right] \quad (5.11)$$

questa relazione è riferita a onde con frangimento *surging-collapsing* con  $H_{mo}/L_p < 0,0225$ . Per onde con frangimento *plunging/spilling* ( $H_{mo}/L_o > 0,0225$ ) e pendenze di  $1/5 \leq \tan \alpha \leq 2/3$ , l'equazione 5.11 diventa:

$$\frac{R_{2\%}}{h} = 4,4 \cdot (\tan \alpha)^{0,7} \cdot \left[ \frac{M_F}{\rho g h^2} \right]^{1/2} \quad (5.12)$$

L'equazione 5.12 per qualunque valore di  $H_{mo}/L_o$  diventa:

$$\frac{R_{2\%}}{h} = 4.4 \cdot (\tan \alpha)^{0.7} \cdot \left[ \frac{M_F}{\rho g h^2} \right]^{1/2} \quad (5.13)$$

questa equazione è valida per pendenze di  $1/30 \leq \tan \alpha \leq 1/5$

Erikson *et al.*, (2005), ha corretto un modello basato sulla soluzione di equazioni non lineari in condizioni di acque basse allo scopo tenere in considerazione le interazioni (incluso gli effetti di attrito al fondo) che avvengono tra il *run-up* e il *run-down* all'interno della zona di *swash*. Il modello è stato testato in laboratorio per simulare le azioni delle onde su una spiaggia con debole pendenza. La risoluzione del modello numerico è stata utile per descrivere le differenti posizioni assunte dalla linea di riva.

Negli ultimi decenni è migliorata la conoscenza delle onde di *run-up* che si sviluppano sia su strutture costiere che su spiagge naturali e il merito è prevalentemente da attribuire alle numerose prove di laboratorio e di campo seguite allo sviluppo dei diversi modelli numerici. Tuttavia ancora rimangono delle lacune quando il *run-up* è generato da onde incidenti con fronte ortogonale alla spiaggia.

Nella seguente tabella (5.2) sono illustrate le equazioni più usate per il calcolo del *run-up*.

**Tabella 5.2** - Espressioni per il calcolo del *run-up*

Autore	Onde	Equazione
		Formula sperimentata in laboratorio, valida per $\tan \alpha \leq 1/3$
Wassing (1957)	I	$R_{2\%} = 8H_{1/3} \cdot \tan \alpha$
		$R_{2\%}$ = è elevazione che supera del 2% il massimo <i>run-up</i> $H_{1/3}$ = è l'altezza d'onda significativa $\tan \alpha$ = è la pendenza della spiaggia
		Espressione adimensionale per pendenze uniformi, lisce ed impermeabili
		$\frac{R}{H_0} \approx 3$ ; $\frac{R}{H_0} = 2.3 \frac{\tan \alpha}{\sqrt{H/T^2}}$
Hunt (1959)	R e F	$L_0 = \frac{gT^2}{2\pi}$ ; $\xi_0 = \frac{\tan \alpha}{\sqrt{H_0/L_0}}$
		$R$ = massima elevazione verticale del <i>run-up</i> rispetto al livello di quiete dell'acqua $H$ = altezza d'onda costante $H_0$ = altezza d'onda in acque profonde uniformi $L_0$ = lunghezza d'onda in acque profonde $T$ = periodo d'onda $\xi_0$ = numero di Iribarren in acque profonde
		Espr. dimensionale e omogenea per pendenze uniformi, lisce ed impermeabili
		$\frac{R}{H} = 1.0 \frac{\tan \alpha}{\sqrt{H/L_0}}$ ; $\frac{R}{H} = 1.0 \xi_0$
		Espressione adimensionale per pendenze uniformi, lisce ed impermeabili
Battjes (1974)	R e F	$\frac{R}{H_0} = \xi_0$ ;
		$\xi_0 > 3.3$ <i>surging-collapsing</i> $0.5 > \xi_0 > 3.3$ <i>plunging</i> $\xi_0 < 0.5$ <i>spilling</i>

Autore	Onde	Equazione	
Battjes (1974b)	I	$\frac{R_{2\%}}{H_{1/3}} = C_m \cdot \xi_{om} ;$ $\xi_{om} = \text{tg} \alpha / \sqrt{(H_{1/3} / L_{om})}$	$\xi_{om}$ = numero di Iribarren basato sul periodo di picco $T_p$ e $H_{1/3}$ locale $C_m$ = coefficiente empirico di <i>run-up</i> . $1.49 \leq C_p \leq 1.87$ $H_{1/3}$ = $L_{om}$ = lunghezza d'onda in acque profonde associata con il periodo medio.
Ahrens (1981)	I	$\frac{R_{2\%}}{H_{mo}} = 1.6 \cdot \xi_{op} ; \xi_{op} \leq 2.5$ $\frac{R_{2\%}}{H_{mo}} = 4.5 - 0.2 \cdot \xi_{op} ; 2.5 < \xi_{op} < 9$	$R_{2\%}$ = è il run-up che supera del 2% il massimo <i>run-up</i> $\xi_{op}$ numero di Iribarren basato sul periodo $T_p$ e $H_{mo}$ locale $H_{mo}$ = Altezza d'onda, all'istante zero relativa all'area sottostante lo spettro.
Walton (1989)	I e non F	Espressione per pendenze uniformi, lisce ed impermeabili $\frac{R}{H_0} = (2\pi)^{1/2} \cdot \left( \frac{\pi}{2\alpha} \right)^{1/4}$	
Mase (1989)	I e F	Spiagge sub-orizzontali e impermeabili ( $1/5 \leq \text{tg} \alpha \leq 1/30$ ) e per $H_0/L_0 \geq 0.007$ $\frac{R_{max}}{H_0} = 2.32 \cdot \xi_0^{0.77} ;$ $\frac{R_{2\%}}{H_0} = 1.86 \cdot \xi_0^{0.71} ;$ $\frac{R_{1/10}}{H_0} = 1.70 \cdot \xi_0^{0.71} ;$ $\frac{R_{1/3}}{H_0} = 1.38 \cdot \xi_0^{0.70}$ $\frac{\bar{R}}{H_0} = 0.88 \cdot \xi_0^{0.69}$	$R_{max}$ = massimo <i>run-up</i> ; $H_0$ = altezza d'onda significativa in acque profonde $R_{2\%}$ = è il run-up che supera del 2% il massimo <i>run-up</i> $R_{1/10}$ = è la media più alta di 1/10 dei <i>run-up</i> $R_{1/3}$ = è la media più alta di 1/3 dei <i>run-up</i> $\bar{R}$ = è la media dei <i>run-up</i>
Van Der Meer & Stam (1992)	I	Formula sperimentata in laboratorio assumendo il rapporto $T_p/T_m \approx 1.1-1.2$ $\frac{R_{2\%}}{H_{1/3}} = C_p \cdot \xi_{op} ;$ $\xi_{op} = \text{tg} \alpha / \sqrt{(H_{1/3} / L_{op})}$	$L_{op}$ = lunghezza d'onda in acque profonde, associata al periodo di picco. $C_p$ = coefficiente empirico di <i>run-up</i> . $1.3 \leq C_p \leq 1.7$
Douglass (1992)	I	$\frac{R_{max}}{H_0} = \frac{0.12}{\sqrt{\frac{H_0}{L_0}}}$	
Ahrens (1993)	I.	$\frac{R_{2\%}}{H_{mo}} = \frac{2.26 \cdot \xi_{op}}{(1 + 0.324 \xi_{op})} ; \xi_m \leq 2.5$	$\text{tg} \alpha = 1/1-1/4$ ; su superfici lisce e impermeabili
Hughes (2004)	I	Espressione per pendenze uniformi, lisce ed impermeabili $\frac{R_{2\%}}{H_0} = 1.6 \cdot \xi_0 ; \frac{R_{2\%}}{H_0} = 4.5 \cdot \xi_0$	

R = onde Regolari; I = onde Irregolari; F = onde Frangenti

### 5.3 Tecniche di rilievo della spiaggia emersa e sommersa

I litorali sono ambienti dinamici il cui equilibrio dipende dall'interazione tra fattori quali: la variazione del livello del mare, le condizioni meteo-marine, gli apporti sedimentari fluviali, la subsidenza e le attività antropiche. L'equilibrio di questo ambiente è oggi compromesso dall'uso intensivo del territorio e dalla concomitanza di interventi artificiali e fenomeni naturali. L'estesa urbanizzazione e lo sviluppo intensivo dell'agricoltura, la diminuzione dell'apporto di sedimento da parte dei fiumi, la presenza di opere costiere (moli, barriere e pennelli), l'aumento dei tassi di subsidenza hanno fortemente accentuato la vulnerabilità delle coste, oggi soggette ad estesi processi erosivi. In molte coste si sono realizzate opere di difesa dall'erosione costiera e di contenimento delle ingressioni marine. Questi interventi hanno permesso di contenere, in buona misura, l'avanzata del mare ma hanno anche prodotto una marcata alterazione dei caratteri ambientali originali della costa. Infatti è ormai ampiamente dimostrato come la presenza di infrastrutture costiere, quali opere portuali e opere di difesa, condizionino l'andamento delle correnti e il trasporto solido contribuendo ad accentuare l'erosione.

Nelle coste mediterranee, non soggette a fenomeni catastrofici (per esempio gli uragani e tsunami), sono sempre più frequenti gli eventi di mareggiata che causano danni al territorio e alle strutture produttive. Per questo, la valutazione delle aree a rischio per eventi di mareggiata costituisce una componente fondamentale nella previsione degli impatti e nella valutazione della vulnerabilità di un territorio. La difesa della costa richiede il monitoraggio continuo del sistema fisico costiero per la valutazione dell'impatto degli eventi naturali e degli interventi antropici. Lo strumento indispensabile per questo tipo di analisi è costituito proprio dalla conoscenza topografica della spiaggia che deve essere quanto più possibile accurata, per descrivere la complessità di un territorio spesso fortemente antropizzato. Questo motivo, unito alla necessità di sperimentare nuove tecniche di monitoraggio della spiaggia, sia di tipo ordinario che straordinario, hanno spinto i ricercatori a trovare nuove tecniche di rilievo. In questi ultimi 40 anni sono state sviluppate numerose tecniche di mappatura della spiaggia e della linea di riva. Numerosi sono infatti gli articoli scientifici che per via diretta o indiretta (valutazione dell'erosione) hanno come oggetto l'individuazione della posizione della linea di riva. In molti casi i vari autori hanno discusso quali errori si commettono nel mappare questo limite, i problemi relativi all'acquisizione e all'omogeneizzazione dei dati. Le varie tecniche che prima erano manuali ora sono diventate completamente automatizzate, abbattendo i costi del personale e mantenendo l'accuratezza dei dati trattati. Tuttavia con questa rapida evoluzione delle metodologie di acquisizione, non è ancora emerso un metodo standard per determinare l'esatta posizione della linea di riva. Questo paragrafo mostra sinteticamente tutte le tecniche trovate in letteratura descrivendone il metodo ed evidenziandone i pregi e i difetti.

Il confronto fra le varie metodologie ha riguardato: il campo di applicazione, il tempo totale per ottenere il rilievo dell'area in esame, il numero di operatori, la precisione conseguibile nelle misure e i costi.

Non esiste una regola precisa che permette con sicurezza di poter scegliere in maniera inequivocabile la metodologia che permette di ottenere il massimo dei risultati



in tutti gli aspetti sopra esposti (precisione, tempo e costi). Nella maggior parte delle volte bisogna affidarsi all'esperienza sul campo per poter cercare di equilibrare tutti questi fattori, che anzi risultano inversamente proporzionali, nel senso che uno strumento GPS, ad esempio, proprio per l'istantaneità nel fornire le coordinate di un punto ha un costo abbastanza elevato se confrontato con un rilievo con stazione totale dove per la collimazione del punto, in quest'ultimo caso, potrebbe essere richiesta la presenza di un ulteriore operatore ed uno studio di post-elaborazione dei dati al contrario del rilievo cinematico continuo (RTK) dove basta una sola persona che con in mano un (*Rover*) ricevitore satellitare GPS, stazionando mediamente sul punto circa 3 secondi, è in grado di ottenere le coordinate con una precisione planimetrica media di 10 cm; evidentemente si devono considerare i costi di un secondo ricevitore (*Master*) posto su un vertice di riferimento.

In tabella 5.4 sono mostrate le metodologie che si descriveranno nei paragrafi successivi, confrontandone i pregi e i difetti.

**Tabella 5.3** - Precisione, tempi necessari per eseguire il rilievo e costi relativi alle principali tecniche di rilievo della spiaggia emersa e sommersa.

Metodo	Precisione	Tempi di rilievo (km/gg)	Costi minimi di rilievo - €/km
Stazione Totale	0,05 m	10	200
GPS geodetico	0,05 m	20	150
GPS solo codice	0,3 m	20	100
Video sistemi	0,05 m	1	15000/numero riprese
Aerofotogrammetria	0.5-2 m	100	50
Immagini da satellite	1 m	50	100
Singlebeam	0,1 m	10	1000
Multibeam	0,15 m	10	5000
ALB	0,15 m	50	4000

### 5.3.1 Il rilievo topografico diretto

I rilievi topografici tradizionali vengono effettuati con l'utilizzo delle Stazioni Totali. Alcuni strumenti non hanno bisogno di operatori e seguono il prisma riflettente collimandolo con continuità e aggiornandone la posizione in modo completamente automatico. Il rilievo con stazione totale necessita di un inquadramento che consiste nella materializzazione e nella determinazione della posizione di un numero discreto di punti. La precisione della rete viene certificata tramite il calcolo della compensazione delle misure eseguite, che fornisce i parametri statistici sugli errori di posizione di tutti i vertici. Generalmente si stabilisce un errore di posizione massimo in relazione allo scopo del rilievo e comunque alquanto inferiore alla precisione nominale della cartografia da produrre. Particolare attenzione deve essere rivolta alla materializzazione dei punti nodali della rete di inquadramento (capi-saldi), infatti la durabilità nel tempo del manufatto e la stabilità del contrassegno fisico (centrino) costituiscono un prezioso elemento per tutte le operazioni di monitoraggio della evoluzione temporale dei litorali.

Il rilievo di dettaglio della spiaggia emersa si svolge per sezioni tra loro parallele ed ortogonali alla linea di riva.

La spaziatura tra le sezioni e il numero dei punti che convenientemente possono essere rilevati nell'unità di lunghezza della sezione dipende dalla precisione e dallo scopo del rilievo della spiaggia e da criteri di economicità del rilievo. Uno dei problemi

da affrontare è quello relativo alla spaziatura dei punti del rilievo al fine di raggiungere il miglior compromesso fra accuratezza nella descrizione della superficie topografica, tempi e costi impiegati. La parte più complessa del rilievo riguarda proprio la linea di riva. Il problema risiede nella definizione della linea stessa, in quanto variabile con la marea e la pressione atmosferica, con la direzione e intensità delle onde con molteplici altri fattori. Data inoltre la disomogeneità dei riferimenti altimetrici assoluti (i capisaldi IGM sono poco numerosi, le reti presenti nei pressi delle spiagge sono talvolta riferite a origini diverse) si capisce che i rilievi, per risultare ripetibili nel tempo e confrontabili, necessitano di alcuni accorgimenti specifici come la materializzazione di capisaldi livellati e riferiti alla rete IGM.

### 5.3.2 *Il Global Positioning System (GPS)*

L'uso del GPS si presta particolarmente al rilievo della spiaggia e quindi della linea di riva, in quanto le coste sabbiose siciliane sono raramente caratterizzate dalla presenza di barriere fisiche (alberi, edifici alti, etc.) che ostacolano la ricezione dei segnali emessi dai satelliti. L'elevata precisione intrinseca del sistema GPS e l'omogeneità dell'accuratezza dei dati di posizione che si possono ottenere, determina una diffusione sempre maggiore dell'impiego del metodo. Le sue elevate caratteristiche di produttività vengono ulteriormente incrementate dai metodi RTK (*Real Time Kinematic*) che prevedono un collegamento (via radio, telefono o internet) tra due ricevitori e consentono la determinazione di posizione e la quantificazione della sua precisione in tempi anche inferiori a quelli necessari al rilievo topografico eseguito con stazioni motorizzate.

Rispetto al rilievo topografico classico, si hanno i vantaggi dell'indipendenza dalla intervisibilità tra il punto di rilievo e la stazione di riferimento e l'incremento della distanza da quest'ultima. Anche l'elaborazione dei dati avviene in modo relativamente semplice e non si corre il rischio di errori sistematici dovuti a problemi nelle fasi del rilievo di inquadramento. L'operatività del rilievo può essere del tutto simile a quella dell'operatore che movimenta la stazione riflettente in un metodo topografico classico.

Il rilievo, oltre in modalità RTK può essere fatto in cinematico – post elaborazione, permettendo, grazie ad una acquisizione veloce e continua dei dati, di rilevare l'arenile anche con modalità differenti rispetto alle classiche sezioni parallele. Nel caso del rilievo della linea di riva si può ricorrere a una movimentazione con veicolo attrezzato (moto da spiaggia), percorrendo in tempo reale la linea di riva direttamente sulla quota zero.

### 5.3.3 *Il rilievo aerofotogrammetrico*

Il rilevamento fotogrammetrico stereoscopico è basato sulla restituzione di coppie di riprese, solitamente con asse nadirale ed eseguite da un aereo. La zona comune a due fotogrammi viene analizzata con apposite apparecchiature (restitutori fotogrammetrici) che, attraverso le tre fasi di orientamento del rilievo (interno, relativo e assoluto), consentono la determinazione della posizione dei punti visibili su entrambi i fotogrammi. Per poter effettuare la restituzione di un rilevamento aerofotogrammetrico,

le prese devono essere organizzate in strisciate lungo le quali i fotogrammi si sovrappongono l'uno all'altro oltre il 50% (solitamente al 60%).

Ultimamente è sempre più diffuso l'uso di camere metriche digitali. La fotogrammetria digitale ha forti analogie con il metodo analitico e la loro principale differenza consiste nel materiale di partenza, cioè nell'impiego di immagini digitali ottenute per captazione diretta (camere digitali) o per scansione di immagini fotografiche. I problemi per il rilievo fotogrammetrico delle spiagge nascono dalla difficoltà nella determinazione dei punti omologhi sui due fotogrammi in assenza di particolari morfologici riconoscibili sul terreno. Infatti la sabbia, soprattutto se livellata meccanicamente, non presenta punti facilmente distinguibili uno dall'altro, per cui la visione stereoscopica risulta difficile e quindi poco precisa.

Un altro problema si pone per la segnalizzazione e determinazione dei punti di appoggio necessari al riferimento cartografico del rilievo. In assenza di punti facilmente identificabili sul terreno, soprattutto in prossimità della linea di riva, sarà necessario attrezzare preventivamente le prese con segnali artificiali di dimensioni adeguate i cui centri possano essere determinati con metodi topografici o mediante rilievo satellitare GPS.

Infine, non va trascurato il problema economico conseguente alla forma fortemente allungata della zona di interesse. Nei rilievi per cartografia a media scala, la copertura dei fotogrammi eccede di molto l'ampiezza della spiaggia e ne deriva uno spreco di risorse, in quanto viene elaborata solo una porzione assai limitata del territorio rappresentato. La conseguenza è un elevato costo di acquisizione e di elaborazione per unità di superficie interessata dal monitoraggio.

La diffusione sempre crescente di apparecchiature fotografiche digitali, dotate anche di risoluzione elevata, ma di basso costo relativo, fa propendere gli operatori al loro impiego nel rilievo fotogrammetrico, soprattutto per riprese che riguardano zone pianeggianti, quali le spiagge.

#### 5.3.4 *Laser scanner terrestre*

I sistemi laser a scansione (*laser scanning*) permettono di determinare le coordinate tridimensionali di punti sparsi a partire dalla misura della distanza tra essi ed un sensore. Il principio fondamentale su cui si basa la tecnologia è il calcolo del tempo di volo (*time of flight*) di un impulso laser che viene generato da un emettitore, riflesso dalla superficie colpita, ed infine captato dal ricevitore installato a bordo dello strumento. Il risultato della scansione del territorio con tale strumento è un'immagine contenente, per ogni punto considerato, il colore e la sua posizione rispetto allo strumento, solitamente espressa con una terna di numeri corrispondenti alle coordinate cartesiane. Ciascun pixel che compone l'immagine è cioè associato a una posizione nello spazio per cui, con opportuni programmi, è possibile visualizzare l'assetto tridimensionale del terreno rilevato. La precisione di misura, negli strumenti più recenti, è simile a quella degli strumenti topografici, quindi nell'ordine del centimetro, mentre la portata utile può variare da qualche decina a qualche centinaio di metri a seconda dei modelli. La relativa facilità di esecuzione delle misure e la grande quantità di informazioni che si possono acquisire in tempi decisamente più brevi di quelli necessari al rilievo topografico classico forniscono una indicazione positiva per l'impiego di questo metodo classico



Figura 5.2 - Laser scanner montato su un velivolo leggero.

forniscono una indicazione positiva per l'impiego di questo metodo nel rilievo di scogliere o di opere morfologicamente complesse.

### 5.3.5 LIDAR aviotrasportato

Il LIDAR (*Light Detection And Ranging*) è una tecnica di telerilevamento attivo per l'esecuzione di rilievi topografici di alta risoluzione. Il rilievo viene effettuato con un mezzo aereo sul quale è installato un *laser scanner* (figura 5.2). La peculiarità del sistema è l'altissima velocità di acquisizione dei dati abbinata ad una elevata risoluzione. A partire dall'osservazione della geometria di acquisizione del sistema si deduce che, più bassa è la quota di volo, più densa è la matrice dei punti rilevati.

Di fatto, questa considerazione pone dei limiti operativi al metodo, in quanto la produttività più elevata si otterrebbe con quote relativamente alte (maggior abbracciamento, minor numero di strisciate, minore inclinazione dei raggi di misura a parità di superficie rilevata), mentre a queste si associa una minor densità angolare dei raggi e una minor precisione nelle determinazioni di posizione (gli errori dovuti alle incertezze sui parametri angolari di orientamento del raggio laser influiscono negativamente sulla posizione planimetrica dei punti rilevati).

Per quanto riguarda la precisione nella determinazione dei punti, in letteratura si hanno esperienze che la quantificano, mediante raffronti con rilievi topografici e GPS diretti, tra i 10 e i 40 cm in altezza, mentre valori più precisi si ottengono per la planimetria.

### 5.3.6 Interferometria SAR

Tramite le moderne tecniche interferometriche è possibile ottenere modelli digitali del terreno (DEM) di alta precisione a partire dallo studio di coppie di immagini radar SAR satellitari.

La generazione dei DEM si effettua a partire dalla misura della differenza di fase, pixel a pixel, tra i segnali di ritorno registrati nelle due immagini. Dalla conoscenza delle coordinate dei punti di acquisizione e dalla misura della differenza di fase, si può determinare mediante considerazioni geometriche la posizione plano-altimetrica di ciascun pixel.

La coppia di immagini scelta per applicare la tecnica deve essere caratterizzata da bassa *baseline* temporale, in modo da ridurre al minimo gli effetti di decorrelazione temporale. Attualmente la migliore scelta possibile è quella di utilizzare coppie tandem di immagini ERS-1/2 o combinare immagini ERS-2 ed ENVISAT separate da una *baseline* di 30 minuti. La tecnica non è attualmente uno strumento operativo per il monitoraggio dell'evoluzione costiera, ma è oggetto di numerose sperimentazioni mirate a comprenderne le potenzialità ed i limiti. Per effettuare il monitoraggio della fascia costiera, caratterizzata da bassissime pendenze e cambiamenti estremamente rapidi, sono necessarie serie temporali di DEM ad altissima precisione. Alcuni studi recenti hanno dimostrato che, le più moderne tecniche interferometriche multi-immagine, come la tecnica dei *Permanent Scatterers*, risultano invece inadatte al monitoraggio delle aree costiere perché in tali aree è estremamente difficoltosa la determinazione di punti che mantengano le loro caratteristiche di riflessione costanti in tutto il set di immagini scelto per effettuare l'analisi, al contrario di quanto avviene in aree fortemente urbanizzate.

### 5.3.7 I video sistemi

Il monitoraggio dell'evoluzione della spiaggia può essere effettuato con rilievi ad elevata frequenza per mezzo di telecamere installate su punti prominenti del paesaggio o su supporti appositamente posizionati.

L'immagine acquisita è obliqua e necessita di una operazione di ortorettificazione oltre che di una georeferenziazione. È possibile acquisire immagini in continuità per studiare la risposta della spiaggia a singoli eventi meteorologici, oppure immagini giornaliere o con periodicità più alta per valutare l'evoluzione su breve periodo, in genere a seguito della realizzazione di interventi di difesa.

La scelta del sito di installazione della stazione di video monitoraggio è di notevole importanza. Tale posizione deve permettere alla fotocamera di comprendere l'intera area di studio minimizzando la distanza tra la stazione e l'area stessa in modo tale da ottenere il massimo dettaglio delle immagini.

La sequenza di immagini acquisita viene utilizzata per realizzare un filtraggio che consente di eliminare eventuali oggetti in movimento. Sull'immagine filtrata viene quindi applicato un algoritmo di riconoscimento che consente di individuare la linea di costa come elemento di discontinuità tra il mare e la spiaggia.

L'ultima operazione consiste nell'ortorettificazione dell'immagine. In pratica utilizzando un set parametri definiti durante la fase di calibrazione del sistema l'immagine viene deformata in modo da riprodurre una vista dall'alto. Tale immagine viene poi georeferenzianta in modo da poter essere caricata sui più diffusi GIS.

Il sistema di video monitoraggio crea delle immagini composte ottenute dallo spostamento automatico della fotocamera per mezzo di un motore detto di "brandeggio".



**Figura 5.3** - Esempio di *sea-sled* utilizzato nelle coste della California (USA).

Questa tecnica comporta delle piccole sovrapposizioni tra un'immagine e l'altra dovuti all'imperfetto allineamento delle immagini, soprattutto con alti valori di zoom. Il sistema di video monitoraggio è stato recentemente utilizzato nel Golfo del Tigullio, per valutare la sua efficacia nello studio della variazione della linea di riva. Il sistema utilizzato in questo studio, è composto da una fotocamera digitale ad alta risoluzione (2.1 megapixels) con zoom ottico 10x, un anemometro, un sensore termico, un sensore idrometrico, un pluviometro ed un computer connesso via cavo alla telecamera ed alla rete telefonica che raccoglie ed invia le immagini e i dati ottenuti.

### 5.3.8 *Il sea-sled*

La *sea-sled* è una slitta (con varianti su ruote) sulla quale è posta un'asta graduata in posizione verticale. La slitta, che poggia sul fondo del mare, viene prima trainata verso il largo da una imbarcazione e poi recuperata verso riva tramite un verricello le cui rotazione segna la lunghezza del cavo recuperato e quindi del tratto che via via viene coperto dalla slitta. L'asta che emerge dalla superficie del mare indica la profondità dell'acqua che viene letta da terra con un cannocchiale. Con questo sistema si possono eseguire profili di spiaggia discreta precisione (0.03 m in quota), ma l'operatività è ridotta ed i tempi di esecuzione assai lunghi. Il sistema, molto utilizzato negli Stati Uniti, ha trovato una ridotta applicazione in Europa e in Italia non sono mai state costruite o adottate slitte di questo tipo. Sono stati sviluppati anche veicoli semoventi in grado di acquisire la propria posizione e profondità, tramite GPS cinematico, fra i quali ad esempio, il CRAB (*Coastal Research Amphibious Buggy*) è il più collaudato (figura 5.3).

### 5.3.9 *L'ecoscandaglio*

Il rilievo batimetrico con ecoscandaglio (*single beam*) è il sistema attualmente più utilizzato per effettuare i rilievi batimetrici. Esso viene eseguito con una imbarcazione di contenuto pescaggio, capace quindi di rilevare anche in bassi fondali, ed opportunamente attrezzata. Essa percorre a bassissima velocità le rotte di progetto, spesso perpendicolari alla linea di riva (trasetti). Queste generalmente rappresentano il proseguimento delle sezioni utilizzate per il rilievo della spiaggia emersa. Vengono spesso effettuate anche alcune rotte perpendicolari alle precedenti come controllo delle quote agli incroci. Il rilievo viene effettuato a mare calmo ed in assenza di vento.

Il sistema è generalmente composto da un computer di bordo in cui è installato il software di navigazione GPS ed un ecoscandaglio in asse con il sistema ricevente. Questo consente anche ad un solo operatore di svolgere il rilievo.

Una configurazione completa di un sistema integrato *single beam* è dotata di compensatore d'onda per la correzione delle profondità rilevate in relazione al moto ondoso e un compensatore di moto per la correzione delle profondità rilevate in funzione dei movimenti di rollio e beccheggio del trasduttore dell'ecoscandaglio.

Gli ecoscandagli *single beam* utilizzati per il rilievo della spiaggia sommersa, hanno risoluzione digitale di 0,1 m. Il trasduttore emette un impulso sonoro, l'onda viene riflessa dal fondo e il segnale di ritorno viene rilevato dalla sonda. Il tempo di ritorno del segnale dipende dalla velocità del suono in acqua.

La determinazione della velocità del suono in acqua è forse la procedura più difficile di tutta l'operazione. La velocità del suono varia infatti con la densità e le proprietà elastiche dell'acqua che sono funzione della temperatura, dei materiali in sospensione (o disciolti) e della salinità. L'ecoscandaglio viene quindi tarato per la temperatura dell'acqua e la salinità, o direttamente ad una profondità nota tramite il metodo *bar check*, ovvero facendo riferimento ad una apposita piastra metallica calata in acqua a profondità note.

### 5.3.10 *Ecoscandaglio multi raggio (multi beam)*

Il sistema multibeam è una tecnologia che consente di avere una mappatura di alta definizione del fondale marino investigato. Rispetto alle classiche metodologie di rilievo batimetrico con un normale ecoscandaglio, questa tecnica si caratterizza per la notevole mole di dati acquisiti nella stessa unità di tempo. Tecnicamente esso può essere descritto come un sonar acustico che rileva le distanze tra il trasduttore ed il fondale marino o qualsiasi altro target presente sul fondo.

Il trasduttore del sistema è composto da tanti ricevitori che rilevano l'eco di ritorno proveniente dal suono emesso dal trasmettitore e riflesso dal fondo. In ogni istante il fascio emesso e rilevato dal trasduttore di un *multi beam* deve essere posizionato correttamente rispetto al sistema di riferimento utilizzato per eseguire i rilievi.

Per poter funzionare adeguatamente, un sistema *multi beam* deve essere dotato di un sistema di posizionamento GPS differenziale, una girobussola, un sensore di moto ed una sonda di velocità del suono in acqua.

Il sistema di posizionamento è necessario per poter georeferenziare ogni singola distanza misurata dalle sonde di cui è composto il trasduttore; la girobussola fornisce l'informazione riguardante l'orientamento del fascio del multibeam, il sensore di moto corregge i movimenti del trasduttore relativi al moto ondoso, al rollio ed al beccheggio dell'imbarcazione, ed infine la sonda di velocità del suono fornisce il giusto valore di propagazione acustica lungo tutta la colonna d'acqua. I dati misurati dai singoli strumenti sono gestiti da un sistema di navigazione ed acquisizione che provvede ad associare ad ogni distanza misurata dal trasduttore una terna corretta di valori X, Y e Z nel sistema di riferimento utilizzato. Il criterio di acquisizione dati *multi beam* si basa sulla copertura totale di un'area da indagare. Tanti più dati verranno rilevati sulla superficie di quest'area tanto più dettagliata sarà la definizione della morfologia del fondale. A tale scopo, prima di eseguire i rilievi, viene definita la maglia di acquisizione, costituita da tante piccole celle di una determinata ampiezza (es. 1x1 m o 0.5x0.5 m) in base al grado di risoluzione desiderato.

Durante l'acquisizione, ogni volta che il sistema rileva delle profondità all'interno di quelle celle, il sistema esegue la media di tutte le misure effettuate e fornisce la profondità media per quella unità di superficie. Al termine del processo tutta l'area indagata viene uniformemente coperta da una densità di punti tale da definire con un alto grado di dettaglio la batimetria della zona. Uno degli svantaggi di questo sistema è la scarsa operatività nei bassi fondali. In generale esso può operare in acque profonde minimo 1.5-2 metri.

### 5.3.11 Il LIDAR marino (ALB)

L'*Airborne Laser Bathymetry* (ALB) è una tecnica che consente di effettuare rilievi batimetrici a bassa profondità usando impulsi laser trasmessi da un apparecchiatura avio-trasportata (montata su piccoli aerei o su elicottero).

Le principali ragioni per l'utilizzo di questa tecnica sono la possibilità di eseguire rilievi in tempi rapidi anche in ampie aree, effettuare rilievi in zone dove la metodologie tradizionali potrebbero essere difficoltose da applicare o pericolose ed eseguire contemporaneamente rilievi del fondale, della zona emersa e delle strutture costiere.

Il LIDAR marino è particolarmente adatto in rilievi di bassa profondità. Uno dei vantaggi è la possibilità di poter rilevare simultaneamente la parte emersa e quella sommersa della spiaggia, anche a basse profondità, dove sistemi come il *multi beam* non possono operare. Questa tecnica utilizza due impulsi laser, uno verde ed un infrarosso. Il primo penetra attraverso l'acqua per la sua particolare frequenza, mentre il secondo viene riflesso dalla superficie del mare e dalla spiaggia emersa. La profondità dell'acqua è derivata dalla differenza di tempo di ritorno fra il segnale riflesso dalla superficie marina e quello riflesso dal fondale.

L'apparecchiatura è in generale costituita da un trasmettitore laser capace di generare fino a 1000 impulsi al secondo, da alcuni ricevitori del segnale di ritorno, da un GPS differenziale per seguire la rotta impostata, da una tecnologia GPS per il "*real time*" e "*post-flight data processing*", da un insieme di sensori per le correzioni automatiche di rollio e beccheggio e da un sistema inerziale.

L'altezza di volo è compresa fra i 200-5000 metri e la massima inclinazione del *laser scanner* è di circa 20° con una fascia di indagine pari a circa la metà della quota di



volò. I rilievi generalmente avvengono con una densità di un punto ogni 16 m<sup>2</sup>, ma può essere raggiunta anche una densità maggiore, con coperture areali di circa 60 km<sup>2</sup>/ora. I dati, una volta raccolti e processati da particolari algoritmi per la correzione delle fluttuazioni della superficie e delle proprietà ottiche dell'acqua, vengono elaborati e restituiti secondo le metodologie tradizionali.

La limitazione principale di questo sistema è la scarsa penetrazione in acque non estremamente limpide e con bassa riflettività del fondale. Il raggio laser in acqua viene disperso oltre che dalle onde anche dalla presenza di materiale organico ed inorganico.



## Capitolo 6

# Il metodo adottato

### 6.1 La raccolta dei dati cartografici

Il metodo adottato, come ogni studio costiero, richiede il preliminare reperimento delle cartografie storiche al fine di inquadrare il sito in esame e verificare la presenza o meno di opere a mare, eventuali interventi di ripascimento, le attività antropiche ecc. Per una comprensione dell'evoluzione del litorale del recente passato sono preziose anche le informazioni cartografiche e le indicazioni ottenibili dagli abitanti del luogo, incluse le date di costruzione delle opere e gli effetti dei manufatti costieri. L'osservazione diretta ed accurata del litorale da parte del geomorfologo e dell'ingegnere costiero è comunque essenziale per una valutazione dello stato evolutivo del tratto di costa in studio.

È stato necessario stabilire a che unità fisiografica appartiene il tratto di costa in esame, per conoscere dal punto di vista sedimentologico, topografico e batimetrico la spiaggia, nonché individuare la presenza o meno di scambio di materiale solido con l'entroterra e con i fondali profondi, considerati "esterni" all'unità fisiografica stessa. In questo contesto è necessario anche individuare e distinguere i tratti del litorale sabbioso da quelli rocciosi (fisicamente più stabili) e determinare il limite della spiaggia dall'entroterra.

La ricostruzione storica (attraverso cartografie e immagini aeree), dei processi evolutivi del litorale, dovrebbe partire come è noto, almeno dagli anni '50 e arrivare fino allo stato attuale. Molti studiosi hanno infatti riscontrato che tali processi sono in buona parte legati all'industrializzazione e all'antropizzazione delle coste italiane. La ricostruzione storica dell'ultimo ventennio risulta più dettagliata, in quanto strettamente legata al trend evolutivo attuale del tratto di costa in studio.

Si deve tenere presente che i trend evolutivi a lungo termine sono difficili da individuare dal solo confronto di rilievi effettuati a breve distanza di tempo (1 o 2 anni), a causa della variabilità annuale del clima meteomarinico. Al fine di individuare il trend evolutivo del litorale studiato si considera ottimale un passo temporale di 10 anni.

Attualmente i dati storici cartografici disponibili sono rappresentati da restituzioni di rilievi batimetrici o topografici, carte e fotografie aeree. In particolare sono state

utilizzate carte storiche per i dati più antichi e sequenze fotografiche aeree per quelli più recenti. Per studiare fisicamente la spiaggia e capire quali siano state le sue modifiche nel tempo, è stato necessario eseguire una raccolta di carte a piccola scala e di immagini aeree ad elevata risoluzione. Le immagini reperite hanno coperto un intervallo di tempo compreso tra il 1994 e il 2010.

I rilievi batimetrici storici infatti sono difficilmente reperibili se non per il passato più recente, e su tratti di litorale poco esteso. Al contrario i rilievi topografici della fascia costiera sono facilmente reperibili, soprattutto dopo gli anni '90.

L'IGM dispone delle serie storiche delle tavolette in scala 1:50.000 o 1:25.000 con rilievi a partire dal 1880. Un'altra fonte cartografica storica è costituita dalle mappe catastali reperibili presso i Catasti Comunali. Tuttavia in queste cartografie l'attendibilità della linea di riva è piuttosto scarsa, perché la spiaggia, al momento della realizzazione di queste carte, non era ritenuta interessante dal punto di vista urbanistico.

Per le sequenze fotografiche aeree si è fatto riferimento agli archivi degli enti rilevatori o a quelli cartografici regionali.

È importante evidenziare la necessità di verificare l'attendibilità e la precisione dei rilievi topo-batimetrici e delle carte storiche, soprattutto di quelle più antiche. In molti casi la redazione delle carte storiche e dei rilievi è stata effettuata con scopi diversi da quelli prefissati dalla ricerca, per cui la linea di riva riportata non rappresenta l'effettiva intersezione del livello medio marino con il terreno.

Va aggiunto che difficilmente sono reperibili informazioni esatte sulla data delle riprese aeree (anno/mese/giorno/ora). Questo ha contribuito a non potere considerare alcune immagini per l'analisi diacronica, nè poterle utilizzare per effettuare la correzione attraverso i valori di moto ondoso e di maree.

Tutte le carte e le immagini aeree raccolte dopo essere state georiferite in un unico sistema di riferimento (UTM WGS84 33N) ed inserite in ambiente GIS (Geographic Information System), hanno permesso di svolgere un'analisi diacronica del tratto di costa studiato. Va precisato che il confronto delle immagini svolto in questo modo, presenta degli errori dovuti: alla risoluzione spaziale, alla precisione di digitalizzazione, all'accuratezza di georeferenziazione e alle condizioni istantanee di marea e di clima ondoso durante la ripresa. Di ciò va ovviamente tenuto conto nel confronto fra diverse immagini per riconoscere una tendenza nel tempo.

## 6.2 I dati per la ricostruzione del moto ondoso

La conoscenza del clima meteo marino al largo e sotto costa di un paraggio è un requisito essenziale per qualsiasi tipo di studio della fascia costiera. Inoltre, se si vuole conoscere la posizione della linea di riva, è necessario reperire i dati storici legati al clima ondoso e alle maree del paraggio in studio.

In letteratura esistono diversi metodi di ricostruzione delle mareggiate sia con metodi indiretti (a partire dai dati di vento), sia con metodi diretti (a partire da misure sullo stato ondoso). In entrambi i casi è necessario disporre di serie storiche piuttosto lunghe per l'applicazione di procedure di tipo statistico necessarie per la previsione degli eventi estremi.

Per quanto riguarda i metodi indiretti, la difficoltà principale risiede nella forte variabilità spaziale e temporale del vento e, soprattutto, nella quasi totale mancanza di dati all'interno dell'area di generazione. In Italia è possibile reperire dati dalle stazioni anemometriche dell'Aeronautica Militare che consentono, con opportune procedure, di disporre degli input necessari per i metodi indiretti.

I dati utilizzabili per una affidabile caratterizzazione del clima meteomarinario medio attraverso metodi diretti, erano fino a qualche anno fa, piuttosto rari, tanto da rendere spesso impossibile la ricostruzione di una serie storica affidabile. Da circa due decenni, sui litorali italiani è attiva una Rete Ondametrica oggi gestita dall'I.S.P.R.A. (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale). Le boe, pur non essendo in grado di caratterizzare l'intero litorale italiano (sia per la limitatezza del periodo di osservazione, sia per la scarsa copertura geografica), consentono lo svolgimento di analisi idonee alla ricostruzione delle mareggiate.

Per studiare le onde a largo della spiaggia di Lido Signorino è stato necessario reperire i dati ondametrici della boa più vicina alla spiaggia in studio, ovvero quella di Mazara del Vallo (DATAWELL Directional wavec MkI - Rete Ondametrica Nazionale - RON). I dati registrati dalla boa e di cui si è fatto uso sono: le altezze d'onda significative, ( $H_s$  [m]), i periodi d'onda di picco e medi ( $T_p$  e  $T_m$  [s]) e la direzione media di provenienza del moto ondoso ( $D_m$  [°N]) tutti nell'intervallo di tempo tra il primo luglio 1989 ed il quattro aprile 2008.

La definizione del clima ondoso in un paraggio ha sostanzialmente due obiettivi: la ricostruzione del clima meteomarinario medio al largo e la determinazione della probabilità di occorrenza delle onde estreme. Conoscere il regime medio del mare, è necessario per identificare le mareggiate ordinarie e valutare la dinamica della linea di riva.

Anche se l'ampiezza massima delle escursioni di livello nel canale di Sicilia è in genere di circa 0,50 m, la posizione della linea di riva deve tenere conto di questo valore. Per questo motivo sono necessari i dati di marea relativi al tratto di costa studiato.

Per quantificare l'effetto dovuto alle oscillazioni di marea sulla spiaggia di Lido Signorino, si è fatto riferimento ai dati (misure orarie) registrati presso la stazione della rete mareografica nazionale (ISPRA) di Porto Empedocle (Agrigento), ritenuta adatta per una valutazione dei livelli di marea del tratto di litorale in esame (distanza circa 100 km) per un periodo compreso tra il 1999 e il 2009.

### 6.3 Identificazione del *fetch* geografico e del *fetch* efficace

Come è noto la traversia geografica di un paraggio costiero è definita come lo specchio di mare dal quale può potenzialmente giungere il moto ondoso al paraggio. La traversia è spesso divisa in due settori (principale e secondario) in funzione delle lunghezze delle aree potenzialmente soggette all'azione diretta del vento. Queste lunghezze o "*fetch* geografici" sono definite tralasciando la costa limitrofa lungo la direzione media di provenienza del vento. Invece il "*fetch* efficace" è definito come la porzione di mare che, sotto l'azione diretta del vento, costituisce l'area di generazione del moto ondoso, tenendo conto delle lunghezze associate a direzioni laterali rispetto quella principale e quindi anche della larghezza dell'area di generazione.

Per quanto riguarda il *fetch* geografico, è stato utilizzato un passo di discretizzazione di circa  $5^\circ$  per individuare la conformazione geografica dell'area lungo la quale si sviluppa il fenomeno di generazione del moto ondoso. Si deve prestare attenzione ai casi di traversie limitate dalla presenza di isole a distanze inferiori a quelle proprie dell'estensione delle perturbazioni.

È stato riconosciuto da diversi studiosi che, a causa della forma dello spettro direzionale dell'energia del moto ondoso, al di fuori del cono di ampiezza di circa  $30^\circ$  individuato dalla direzione di propagazione del moto, le onde si propagano con una riduzione energetica minima per effetto del riparo generato dall'isola. Quindi, al di fuori della zona anzidetta, il vento agisce su uno stato di mare poco alterato dalla presenza dell'isola e pertanto il *fetch* geografico può essere determinato indipendentemente dalla presenza dell'isola stessa.

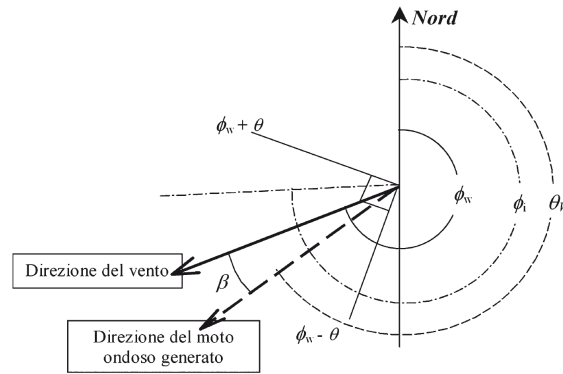
Il calcolo del *fetch* efficace fa riferimento ad una relazione derivata dalla teoria di ricostruzione indiretta del moto ondoso, nota come metodo S.M.B. (Sverdrup et al., 1947) e successivi aggiornamenti (Saville 1962, Seymour 1977), di seguito riportata nella sua forma più generale:

$$F_{e,w} = \frac{\sum_{\phi_i = \phi_w - \theta}^{\phi_w + \theta} F_i \cos^{n+1}(\phi_i - \phi_w)}{\sum_{\phi_i = \phi_w - \theta}^{\phi_w + \theta} F_i \cos^n(\phi_i - \phi_w)} \quad (6.1)$$

dove:

- $\Phi_w$  è la direzione media (riferita al nord geografico) di possibile provenienza del vento responsabile del fenomeno di generazione del moto ondoso lungo la traversia;
- $\Phi_i \leq \Phi_w \pm \theta$  è la direzione i-esima (riferita al nord geografico) relativa da un settore di  $2\theta$  considerato nell'intorno della direzione  $\Phi_w$ . Il metodo di Saville prevede un valore di  $\theta = 45^\circ$ , mentre Seymour fa riferimento ad un valore di  $\theta = 45^\circ$ ;
- $F_{e,w}$  è la lunghezza del *fetch* efficace relativa alla direzione  $\Phi_w$  (vedi figura 6.1);
- $F_i$  è la lunghezza del *fetch* geografico relativa alla direzione i-esima;
- $n$  è il termine esponenziale definito in funzione della legge di distribuzione direzionale degli spettri di moto ondoso che caratterizzano il sito in esame (i dati relativi alle misure ondamiche condotte negli ultimi anni lungo le coste italiane indicano una variabilità di  $n$  tra 1 e 5 con un valore medio di 2).

Per studi di dettaglio e relativi alla ricostruzione indiretta del moto ondoso, si deve definire la correlazione esistente tra la direzione media del vento responsabile del fenomeno di generazione del moto ondoso e la direzione media risultante dello stato di mare generato. In proposito si fa riferimento al seguente criterio:



**Figura 6.1** - Simboli e convenzioni per il calcolo del *fetch* efficace.

- la direzione media del moto ondoso corrisponde alla direzione della componente spettrale associata al periodo di picco;
- il moto ondoso generato dal vento è rappresentabile mediante le relazioni introdotte dalla campagna oceanografica JONSWAP (*JOint North Sea WAve Project*, Hasselmann 1973).

$$f(\phi_w) = F_{e,\phi_w}^{0,28} \cdot (\cos \phi_w)^{0,44} \quad (6.2)$$

Ovvero il valore  $\beta$  per cui  $f'(\beta) = 0$  e  $f''(\beta) < 0$

## 6.4 La trasposizione dei dati ondametrici

Le registrazioni ondametriche strumentali disponibili per la spiaggia di Lido Signorino sono relative al punto di misura in cui è localizzata la boa di Mazara del Vallo. Tuttavia è noto che le caratteristiche del moto ondoso in un punto al largo del sito oggetto di studio, anche se prossimo al punto di registrazione, non sono in genere identiche a quelle misurate, in quanto risulta generalmente diversa l'area di generazione del moto ondoso. È nata pertanto l'esigenza di poter trasferire serie storiche di moto ondoso dal punto di misura ad un altro "climaticamente" simile, ma localizzato al largo del paraggio di interesse. Infatti le boe della rete ondametrica nazionale, per ragioni di costo, vengono localizzate solo in un limitato numero di punti di misura, scelti in modo tale da risultare significativi per ampi tratti di costa.

A tal riguardo sono stati sviluppati diversi metodi che permettono di trasporre geograficamente serie storiche di moto ondoso, generando una nuova serie storica di dati ondametrici derivati da quelli misurati ed "adeguati" alle caratteristiche del punto di trasposizione, in funzione dei *fetch* efficaci e della correlazione tra la direzione del vento e quella del moto ondoso generato.

L'ipotesi di base del metodo applicato alla trasposizione consiste nel supporre che le stesse condizioni di vento (velocità e direzione), che hanno determinato le condizioni di

moto ondoso registrate dalla boa, abbiano interessato anche l'area di generazione situata al largo della spiaggia studiata. Inoltre il metodo suppone che le aree di generazione del moto ondoso possano essere determinate per ciascun punto utilizzando il concetto di "fetch efficace" e che la direzione del moto ondoso sia correlata alla direzione del vento che lo ha generato. Il metodo di trasposizione applicato, consiste nel determinare la corrispondenza tra le direzioni, le altezze ed i periodi del moto ondoso relative al punto di misura e a quello di interesse.

Nel caso di *fetch* limitati, le leggi che permettono di calcolare l'altezza d'onda significativa spettrale  $H_s$  e il periodo di picco spettrale  $T_p$  in funzione della lunghezza del *fetch* e della velocità del vento sono le seguenti (Vincent, 1984):

$$\frac{gH_s}{U_A^2} = 1,6 \cdot 10^{-3} \left( \frac{gF}{U_A} \right)^{1/2} \quad (6.3)$$

$$\frac{gT_p}{U_A^2} = 2,857 \cdot 10^{-1} \left( \frac{gF}{U_A} \right)^{1/3} \quad (6.4)$$

dove  $U_A$  è il fattore velocità del vento ed  $F$  è il *fetch* efficace relativo alla direzione geografica corrispondente alla spiaggia studiata. Indicando con gli apici  $O$  e  $P$  rispettivamente le grandezze relative al punto di misura e al punto di trasposizione, e fissata una direzione geografica (direzione media da cui spira il vento), alla quale risultano associati i *fetch* efficaci  $F^P$  e  $F^O$ , le precedenti relazioni permettono di stabilire la corrispondenza tra le altezze ed i periodi delle onde relative al punto  $O$  e al punto  $P$ .

$$\frac{H_s^P}{H_s^O} = \left( \frac{F^P}{F^O} \right)^{1/2} \quad (6.5)$$

$$\frac{T_p^P}{T_p^O} = \left( \frac{F^P}{F^O} \right)^{1/3} \quad (6.6)$$

Queste espressioni si ottengono ovviamente nell'ipotesi che il fattore di velocità del vento sia lo stesso nei due punti in esame. Tale assunzione deriva dall'aver ipotizzato che le aree di generazione dei due punti siano caratterizzate dalla stessa velocità del vento.

## 6.5 Il rilievo topografico della spiaggia

Tra i vari metodi utilizzati per il rilievo della spiaggia è stato scelto quello basato sul sistema di posizionamento GPS, che risulta essere il più preciso e il più economico in termini di tempo. Il sistema GPS è basato sulla ricezione dei segnali radio emessi da una costellazione di satelliti artificiali. La denominazione completa del sistema è infatti



NAVSTAR GPS che significa *NAVigation Satellite Timing and Ranging Global Positioning System*. Questo sistema è stato progettato per consentire, in qualunque ora del giorno e in qualunque luogo della Terra, il posizionamento tridimensionale e in tempo reale di punti anche in movimento. Con il termine GPS si intende un sistema costituito da tre segmenti: quello spaziale (costellazione di satelliti), quello di controllo (stazioni a terra che gestiscono il sistema) e quello di utilizzo (l'utenza militare e civile). La precisione del segnale è garantita dal fatto che tutte le componenti del segnale sono controllate da orologi atomici sia a bordo dei satelliti che nelle stazioni di controllo.

Il posizionamento del GPS avviene secondo una tecnica che può essere definita di intersezione spaziale distanziometrica. Definito un opportuno sistema di riferimento (ellissoide geocentrico WGS84) il posizionamento può essere effettuato nella seguente maniera: a) note le posizioni di almeno quattro satelliti nell'istante in cui emettono il segnale b) viene misurata la distanza tra il ricevitore e i satelliti ed infine quando viene calcolata la posizione tramite un'intersezione spaziale distanziometrica.

Come è noto, i rilievi GPS sono affetti da molte fonti di disturbo che sommandosi producono nelle misure errori di entità variabile. Per eliminare alcune fonti d'errore, per esempio la rifrazione ionosferica o il *time bias*, e migliorare l'accuratezza dei dati, si è affermata la metodologia di rilievo detta differenziale.

Con la tecnica di rilievo con posizionamento differenziale, si utilizzano due o più ricevitori. In particolare uno fisso (*master*) su un vertice di riferimento di posizione nota ed uno in movimento (*rover*), sui punti di nuova determinazione. La particolarità di questa tecnica è che si può eseguire in tempo reale (senza post-processing). Infatti il *master* calcola le correzioni di *range* (satellite-ricevitore) e le loro variazioni nel tempo e le trasmette istantaneamente (formato RTCM SC104 vers.2.1), via radio (UHF) o via telefono mobile (GSM) o via satellite geostazionario al *rover* che, applicandole alle sue misure di "pseudo-rangers", calcola la posizione, migliorando la precisione nella determinazione delle coordinate. In effetti esiste sempre un certo tempo di ritardo, ovvero quello che passa fra l'istante in cui il *master* calcola le correzioni e quello in cui il *rover* le applica ai suoi dati. È necessario che i ricevitori, siano dotati oltre che di un radio-modem di una particolare procedura di inizializzazione denominata OTF (*On The Fly*), per la risoluzione veloce delle ambiguità di fase. In questo modo nel caso si verifichi una perdita di contatto (*cycle slip*), una volta tornata la copertura, il sistema si reinizializza automaticamente. Il rilievo può essere eseguito con misure di codice (solo sulla componente impulsiva del segnale) o di fase (sulla portante del segnale), in quest'ultimo caso la precisione è centimetrica. Nella spiaggia di Lido Signorino è stato utilizzato proprio quest'ultimo tipo di rilievo con misure di fase conosciuto con l'acronimo RTK (*Real Time Kinematic*). Questa tecnica in generale è molto utile per il rilievo di dettaglio dei punti fiduciali raggiungendo una precisione di 0,01-0,05 m. Inoltre i dati ricavati sono immediatamente disponibili ed utilizzabili senza la necessità di effettuare *post processing* al termine della campagna di rilievo.

Realizzare una triangolazione con questo metodo è molto più semplice rispetto ai metodi topografici classici, basati sull'uso di misure angolari effettuate con il teodolite. L'operatore che usa un ricevitore GPS non deve possedere una particolare capacità operativa, ma deve solo attenersi a quelle che sono le prescrizioni d'uso e cioè effettuare le misure con una corretta configurazione della costellazione dei satelliti, evitare di fare stazione in zone in cui esistono ostruzioni al ricevimento delle onde elettromagnetiche e

così via. È anche vero che per ottenere dei buoni risultati occorre saper predisporre una buona campagna di misura. La tecnica precedentemente descritta applicata al sito in studio si è prestata molto bene, data l'assenza di ostacoli che avrebbero schermare il segnale dei ricevitori. L'efficienza di questa tecnica ha consentito campionamenti ripetuti ad intervalli di tempo relativamente brevi 5 s con errori dell'ordine di 0.02-0.08 m. Tale rilievo, eseguito in tre giorni misurando la linea del piede della duna, il gradino di berma e 26 profili, ha consentito l'individuazione della pendenza di ciascun profilo e del profilo medio della spiaggia. Quest'ultimo è un dato fondamentale per la valutazione dell'azione che hanno il moto ondoso e la marea sulla spiaggia.

## 6.6 Caratteristiche sedimentologiche della spiaggia

La definizione delle caratteristiche morfologiche e tessiturali dei sedimenti di una spiaggia può fornire indicazioni utili sulla loro origine e sulle tendenze evolutive del litorale, oltre ad essere di fondamentale importanza nella dinamica del trasporto solido. L'analisi delle composizioni petrografiche può infatti consentire l'individuazione delle possibili fonti di alimentazione della matrice detritica. Per conoscere le caratteristiche del sedimento della spiaggia, è necessario eseguire delle analisi che vanno fatte su campioni superficiali prelevati possibilmente lungo gli stessi transetti usati per i rilievi topografici. La principale caratteristica sedimentologica è la granulometria, ossia la misura delle dimensioni dei granuli e la loro distribuzione statistica. Hanno peraltro interesse anche altri parametri distintivi dell'ammasso di granuli: il colore; l'orientamento (preferenziale secondo le linee del campo di forze idrauliche e gravitazionali); la morfologia superficiale (aspetto e impianto strutturale); la forma ed il grado di arrotondamento. Questo ultimo parametro è definito con vari indici geometrici, ad esempio "di sfericità" o "di piatezza" che evidenziano il comportamento idraulico dei sedimenti ed il loro meccanismo di abrasione e di deposito. Tutti questi caratteri sono molto importanti quando si devono scegliere sedimenti per il ripascimento.

La pendenza del profilo della spiaggia è strettamente legata alla granulometria dei sedimenti. Infatti i sedimenti ghiaiosi tendono a far assumere al profilo inclinazioni maggiori rispetto a quelle che si avrebbero se ci fosse la sabbia. Il motivo sta nel fatto che questi sedimenti sono più permeabili delle sabbie. In particolare quando un'onda frange sulla spiaggia provoca uno spostamento di sedimenti lungo la superficie della battigia. Questo spostamento di sedimenti avviene anche sotto l'azione di risacca (*backwash*). Se la spiaggia è costituita da ghiaia, l'elevata permeabilità di questi sedimenti, fa diminuire gli effetti del trasporto solido (aumenta l'acqua che si infiltra) durante la risalita dell'acqua, producendo così un profilo più ripido. Al contrario in una spiaggia sabbiosa (meno permeabile e quindi con meno infiltrazione) gli effetti di trasporto verso terra e verso mare si equivalgono, generando un profilo poco inclinato. Per svolgere l'analisi granulometrica si deve eseguire il prelievo superficiale, di almeno 500 g, di sedimenti e collocarli all'interno di contenitori opportunamente etichettati su supporto plastico non deteriorabile riportando il luogo, la data, l'ora e la posizione sulla spiaggia. L'ubicazione dei punti di prelievo deve essere prescelta in rapporto alla morfologia del sito su sezioni trasversali poste ad intervalli ed in corrispondenza di morfotipi come: al piede del cordone dunale; in corrispondenza della linea di riva; lungo il truogolo; alla sommità ed al piede della barra e in

corrispondenza della profondità di chiusura. Il prelievo deve essere completato da una planimetria in scala in cui vengono riportati sulla base cartografica di riferimento i punti di prelievo superficiale. Sulla carta dovrà essere riportata l'etichetta identificativa, la data, l'ora, la posizione geografica e la profondità di prelievo del campione.

**Tabella 6.1** - Classificazione dei sedimenti secondo Udden-Wentworth.

Dimensioni $D_p$ (mm)	Dimensioni in $\Phi$	Classe granulometrica	Classificazione generica
> 256	< -8	Masso	Psefiti
256÷128	-8 ÷ -7	Ciottolo molto grossolano	
128÷64	-7 ÷ -6	Ciottolo grossolano	
64÷32	-6 ÷ -5	Ciottolo medio-grossolano	
32÷16	-5 ÷ -4	Ciottolo medio	
16÷8	-4 ÷ -3	Ciottolo medio fine	
8÷4	-3 ÷ -2	Ciottolo fine	
4÷2	-2 ÷ -1	Granulo	Psammiti
2÷1	-1 ÷ 0	Sabbia molto grossolana	
1÷1/2	0	Sabbia grossolana	
1/2 ÷ 1/4	1 ÷ 2	Sabbia media	
1/4 ÷ 1/8	2 ÷ 3	Sabbia fina	
1/8 ÷ 1/16	3 ÷ 4	Sabbia finissima	Peliti
1/16 ÷ 1/32	4 ÷ 5	Limo grossolano	
1/32 ÷ 1/64	5 ÷ 6	Limo grossolano	
1/64 ÷ 1/128	6 ÷ 7	Limo grossolano	
1/128 ÷ 1/256	7 ÷ 8	Limo grossolano	
< 1/256	> 9	Argilla	

La caratterizzazione dimensionale dei sedimenti può essere di tipo idraulico o geometrico. La prima delle due caratterizzazioni precedenti, nota come densimetria, si basa sul principio della velocità di caduta dei granuli in acqua, proporzionale al diametro ed al peso specifico delle particelle, oltretutto funzione della loro forma. Ricavata con prove di laboratorio l'equazione di caduta per le comuni particelle di quarzo aventi forma sferica e diametro variabile, si confronta il comportamento dei granuli naturali, ottenendo per essi il "diametro equivalente". Questo metodo ricostruisce in modo fedele il reale processo fisico di deposizione, ma risulta abbastanza laborioso ed adatto soprattutto per i sedimenti coesivi più fini (argille e limi). Per le spiagge incoerenti è comunemente utilizzata la classificazione geometrica, eseguita per vibrazione su setacci standardizzati in serie, ricavando le percentuali in peso dei granuli di diverso diametro ( $D_p$ ) passanti attraverso i fori di dimensioni decrescenti (curva granulometrica). La scala granulometrica più nota è quella di Udden-Wentworth (vedi tabella 6.1) con progressione geometrica di ragione 2. Si preferisce distinguere le classi, piuttosto che con il valore del diametro  $D_p$  (in mm), in base al valore del parametro  $\Phi_{part} = -\log_2 D_{p,mm}$ , in modo da utilizzare una scala lineare per le rappresentazioni grafiche. Le ghiaie hanno  $D_p > 2$  mm ; ( $\Phi_{part} < -1$ ), mentre le sabbie hanno  $D_p = 0,06 \div 2$  mm ( $-1 < \Phi_{part} < 4$ ). Il segno negativo davanti al logaritmo è legato a ragioni di praticità, in quanto la maggioranza delle spiagge è costituita da sabbie fini ( $\Phi_{part} > 0$ ).

Prima di campionare il sedimento si devono individuare le morfologie della spiaggia emersa e sommersa. Una volta riconosciuti i morfotipi e quindi i riferimenti naturali della spiaggia, si può svolgere l'analisi dei sedimenti. Quest'ultima, nel caso in studio, è stata eseguita su campioni superficiali, prelevati in corrispondenza dell'intersezione tra i

profili di riferimento (rilevati attraverso il GPS-RTK) e due indicatori geomorfologici che notoriamente sono: il piede della duna e il gradino di battigia. L'analisi granulometrica è stata eseguita seguendo lo schema di seguito riportato:

- Si tratta ogni campione con una soluzione di perossido di idrogeno ed acqua distillata per 48 ore a temperatura ambiente per facilitare la separazione dei granuli.
- Si separa il sedimento su maglia da 63  $\mu\text{m}$  in umido con acqua distillata. Le due frazioni così ottenute vanno essiccate in stufa a 60°C e successivamente pesate.
- Si vaglia la frazione > 63  $\mu\text{m}$  (sabbia e ghiaia) con pile di setacci da -1 a 4  $\Phi_p$  con un intervallo di 0,5 ( $\Phi_p = -\log_2 D_{p,mm}$ ; dove  $D_p$  è il diametro dei clasti) della serie ASTM;
- Si pesa il sedimento corrispondente a ciascun intervallo ed al termine delle operazioni calcolare il peso dell'intera frazione.

## 6.7 Studio degli eventi estremi

Prima di eseguire l'analisi statistica degli eventi estremi, è utile definire la funzione  $H_s(t)$ , ovvero l'altezza significativa dello stato di mare compreso tra  $t - \Delta t/2$  e  $t + \Delta t/2$ :

$$H_s(t) = 4 \cdot \sqrt{\int_{t-\Delta t/2}^{t+\Delta t/2} \eta^2(t') \cdot dt'} \quad (6.8)$$

dove  $\Delta t$  è la durata di uno stato di mare e  $\eta(t)$  l'elevazione d'onda in un punto fissato in mare. La funzione  $H_s(t)$  è una funzione, continua, gradualmente variabile, il cui valore medio è generalmente diverso da luogo a luogo.

Attraverso l'analisi della  $H_s(t)$  si possono individuare le singole mareggiate che avvengono nel paraggio in studio. Come è noto la mareggiata viene definita come una successione di stati di mare durante la quale la  $H_s(t)$  supera un'assegnata soglia critica  $h_{crit}$  e non scende al di sotto di tale valore, per un tempo maggiore ad un valore  $\Delta t_{crit}$  prefissato (Boccotti 2000). Nel Mediterraneo i valori di  $\Delta t_{crit}$  e  $h_{crit}$  possono essere fissati rispettivamente a 12 ore e 1,5 m. Questi valori sono stati utilizzati per lo studio statistico della spiaggia in esame.

La durata della mareggiata è stata individuata da due attraversamenti della soglia, mentre la direzione di provenienza si è posta pari alla direzione corrispondente al valore di picco. Per l'ipotesi di omogeneità sono stati considerate le altezze significative con frequenza trioraria.

Una volta raccolti i dati di boa relativi a Mazara del Vallo e trasposti al paraggio di Lido Signorino, e solo dopo aver controllato la coerenza delle stesse, sono state elaborate statisticamente le altezze significative  $H_s$  attraverso il noto metodo Weibull. Questo metodo consiste nel determinare la probabilità di superamento  $P(H_s > h)$  della funzione  $H_s(t)$ , ovvero l'intervallo di tempo in cui l'altezza significativa si mantiene al di sopra di soglia  $h$ :

$$P(H_s > h) = \frac{1}{D} \cdot \sum_i \Delta t_i(h) \quad (6.9)$$

dove  $\Delta t_i(h)$  sono le durate di tempo in cui  $H_s$  è maggiore di  $h$  e  $D$  è il tempo totale. Qualora i valori di  $H_s(t)$  sono distanti nel tempo, per la determinazione della probabilità di superamento non è necessario determinare gli intervalli di tempo  $\Delta t_i(h)$  durante i quali le mareggiate presentano valori di  $H_s(t)$  maggiori di  $h$ , ma più semplicemente basta contare il numero di registrazioni ( $n_{reg,i}$ ) in cui l'altezza significativa supera la soglia assegnata e dividere per il numero di registrazioni totali ( $n_{tot}$ ), in simboli:

$$P(H_s > h) = \frac{\sum_i n_{reg,i}(H_s > h)}{n_{tot}} \quad (6.10)$$

Nei prossimi paragrafi si descriverà l'analisi statistica degli eventi estremi con il metodo Weibull, nei due casi omnidirezionale e direzionale.

### 6.7.1 Analisi omnidirezionale Weibull e tempo di ritorno di $H_s$

Per un periodo di analisi stabilito, le probabilità di superamento omnidirezionali dell'altezza significativa sono rappresentate attraverso la distribuzione teorica a due parametri di Weibull (Battjes, 1970). Tale distribuzione è rappresentata dalla seguente espressione:

$$P(H_s > h) = \exp \left[ - \left( \frac{h}{w} \right)^u \right] \quad (6.11)$$

dove  $h$  è la soglia di altezza significativa che ha la probabilità  $P$  di essere superata e  $u$  (adimensionale) e  $w$  [m] sono i parametri della distribuzione.

Per garantire la verifica dell'ipotesi di indipendenza stocastica, sono state elaborate solamente le altezze significative con frequenza trioraria, eliminando pertanto tutte le registrazioni (fornite dalla boa) con frequenze inferiori.

Una volta adottate le variabili ausiliarie  $X = 100 \ln(2.5 h)$  e  $Y = 100 \ln[\ln(1/P)]$  (Boccotti, 2000), come è noto, le probabilità di superamento  $P(H_s > h)$  sul piano delle suddette variabili tendono a disporsi lungo delle rette i cui coefficienti sono stimati con il metodo dei minimi quadrati. In questo modo si lavora con valori di  $X$  compresi tra 100 e 300 e con valori di  $Y$  compresi tra 50 e 200.

In questo modo per l'espressione 6.11 le coppie di dati  $X$  e  $Y$ , a parte alcuni *outliers* dovuti alla limitatezza del campione statistico, si dispongono secondo una retta :

$$Y = a + bX \quad (6.12)$$

Noti i valori  $a$  e  $b$  della retta, sono stati ricavati i valori dei parametri  $u$  e  $w$  della  $P(H_s > h)$ , attraverso queste due relazioni:

$$u = b \quad (6.13)$$

$$w = \frac{1}{2.5} \exp\left(-\frac{a}{100b}\right) \quad (6.14)$$

Per meglio comprendere il significato fisico dei due parametri  $u$  e  $w$ , conviene ragionare in termini della funzione inversa:

$$h(P) = w \left( \ln \frac{1}{P} \right)^{\frac{1}{u}} \quad (6.15)$$

la quale fornisce la soglia  $h$  di altezza significativa, che ha una probabilità  $P$  di essere superata. L'espressione 6.15 mostra che a parità di  $u$ , il valore dell'altezza significativa corrispondente ad un assegnato livello della probabilità  $P$  è proporzionale a  $w$  (vale a dire che  $w$  è il "fattore scala"). A titolo di esempio, se il valore  $w$  di un luogo (A) è il doppio rispetto ad un altro (B), ed entrambi i luoghi hanno lo stesso valore di  $u$  e le stesse durate delle mareggiate, allora nel luogo A le altezze d'onda saranno doppie rispetto al luogo B. Per quanto detto il valore  $w$  è da considerare come un fattore scala (Boccotti, 2000).

Per il calcolo dei valori estremali si fa riferimento al concetto di tempo di ritorno  $T_r$ , cioè all'intervallo di tempo, espresso in anni, in cui l'altezza significativa viene mediamente uguagliata o superata una sola volta. Il valore di  $T_r$  è legato alla probabilità di superamento dalla relazione:

$$T_r = \frac{1}{\lambda \cdot P(H_s > h)} \quad (6.16)$$

dove  $\lambda = N_T / n_{anni}$  indica il numero medio di eventi per anno, ottenuto dal rapporto tra il numero totale  $N_T$  di altezze significative  $H_s$ , comprese quelle sotto la soglia e il numero di anni di osservazioni  $n_{anni}$ .

Assumendo per la probabilità di superamento le distribuzioni teoriche di Weibull determinate nell'analisi omnidirezionale (eq. 6.11), si ricava l'andamento delle altezze significative al variare del tempo di ritorno.

### 6.7.2 Analisi direzionale Weibull e tempo di ritorno di $H_s$

Come è noto (Boccotti, 2000) la probabilità  $P(H_s > h; \theta_1 < \theta < \theta_2)$  che l'altezza significativa in un paraggio superi un'assegnata soglia  $h$ , ed insieme la direzione di propagazione delle onde sia compresa in un assegnato settore angolare  $(\theta_1, \theta_2)$  può essere rappresentata nel piano delle variabili ausiliarie  $X = 100 \ln(2.5 h)$  e  $Y = 100$

$\ln[\ln(1/P)]$ . In questo piano la curva rappresentativa della probabilità di superamento  $P(H_s > h; \theta_1 < \theta < \theta_2)$ , che chiameremo “*curva direzionale*”, si disporrà a sinistra della “*retta omnidirezionale*”, rappresentativa della probabilità di superamento omnidirezionale  $P(H_s > h)$ , in simboli:

$$P(H_s > h; \vartheta_1 < \vartheta < \theta_2) \leq P(H_s > h) \quad (6.17)$$

Una espressione che interpreta bene l’andamento della probabilità direzionale, si ottiene come differenza di due distribuzioni teoriche di tipo Weibull:

$$P(H_s > h) = \exp\left[-\left(\frac{h}{w_\alpha}\right)^u\right] - \exp\left[-\left(\frac{h}{w_\beta}\right)^u\right] \quad (6.18)$$

dove i parametri  $w_\alpha$  e  $w_\beta$  variano da settore a settore (e dipendono da  $\theta_1$  e  $\theta_2$ ), mentre il parametro  $u$  assume un valore costante uguale a quello trovato nella legge di distribuzione di probabilità omnidirezionale.

Affinché il metodo produca risultati esatti, i parametri  $w_\alpha$  e  $w_\beta$  devono essere entrambi positivi con  $w_\alpha > w_\beta$  (altrimenti la probabilità diventerebbe negativa). Inoltre  $w_\alpha$  deve essere minore o uguale a  $w$ , altrimenti esisterebbe un valore di  $h$  al di sopra del quale non sarebbe più soddisfatta la condizione (6.17).

Per ricavare i valori di  $w_\alpha$  e  $w_\beta$  del settore d’interesse, è stato utilizzato il metodo proposto da Boccotti (2000). Sono stati fissati, una coppia di punti  $X_1, Y_1$  e  $X_2, Y_2$ . Dato il legame biunivoco che esiste tra  $h$  e  $X$  e tra  $P$  e  $Y$ , alla coppia  $X_1, Y_1$  corrisponde una coppia  $h_1, P_1$ , e alla coppia  $X_2, Y_2$  una coppia  $h_2, P_2$ .

È stato allora assunto che:

$$h_1 < h_2 \quad (6.19)$$

la quale implica che:

$$P_1 > P_2 \quad (6.20)$$

Dall’espressione 6.18 si ottiene:

$$P_1 = \exp\left(-\frac{1}{w_\alpha^u} \cdot h_1^u\right) - \exp\left(-\frac{1}{w_\beta^u} \cdot h_1^u\right) \quad (6.21)$$

$$P_2 = \exp\left(-\frac{1}{w_\alpha^u} \cdot h_2^u\right) - \exp\left(-\frac{1}{w_\beta^u} \cdot h_2^u\right) \quad (6.22)$$

Da queste espressioni (6.21 e 6.22), effettuando un cambio di variabili, si ottiene un sistema di due equazioni non-lineari nelle due incognite  $\tilde{x}$  ed  $\tilde{y}$ :

$$\tilde{x} \equiv \frac{1}{w_\alpha^u}; \quad \tilde{y} \equiv \frac{1}{w_\beta^u} \quad (6.23)$$

da tale sistema, sottraendo la (6.19) dalla (6.20), si ricava una sola equazione nella sola incognita  $\tilde{x}$ :

$$\exp(-\tilde{x} \cdot h_1^u) = [P_1 + \exp(-\tilde{x} \cdot h_2^u) - P_2]^{(h_1/h_2)^u} \quad (6.24)$$

La soluzione della (6.24) si ottiene per tentativi, in corrispondenza di quel valore di  $\tilde{x}$  per cui il primo membro coincide con il secondo. Individuato il valore di  $\tilde{x}$ , dalla (6.23) si calcola il valore di  $w_\alpha$  e  $w_\beta$  rispettivamente dall'espressione 6.21 e 6.22, attraverso le seguenti espressioni:

$$w_\alpha = \left(\frac{1}{\tilde{x}}\right)^{\frac{1}{u}} \quad (6.25)$$

$$w_\alpha = h_1 \left\{ \ln \left[ \exp\left(\frac{h_1^u}{w_\alpha^u}\right) - P_1 \right]^{-1} \right\}^{-\frac{1}{u}} \quad (6.26)$$

Si dimostra che condizione necessaria e sufficiente affinché una curva di equazione (6.18), con un valore di  $u$  fissato, passi per due punti  $X_1, Y_1$  e  $X_2, Y_2$  assegnati è che la retta congiungente quei due punti abbia una pendenza inferiore di  $u$ :

$$\frac{Y_2 - Y_1}{X_2 - X_1} < u \quad (6.27)$$

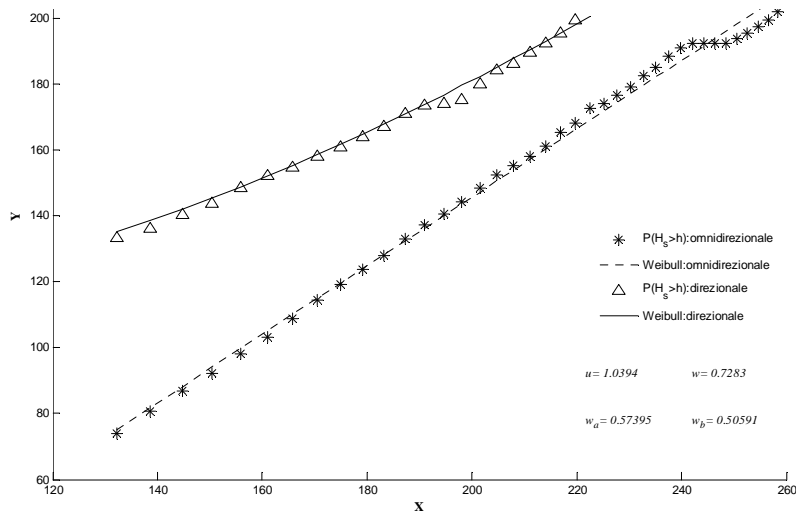
La procedura è stata ripetuta per diverse coppie di punti, fino a trovare la distribuzione di probabilità direzionale che più adeguatamente interpreta i dati storici. Per la ricerca della migliore curva interpolante occorre tenere conto di due fatti:

- ciò che interessa è individuare la linea di tendenza nel campo dei più piccoli valori di  $P$ , ovvero dei più grandi valori di  $Y$ ;
- i dati corrispondenti ai più elevati valori di  $Y$  sono affetti dalle incertezze statistiche più grandi, e dunque sono meno significativi.

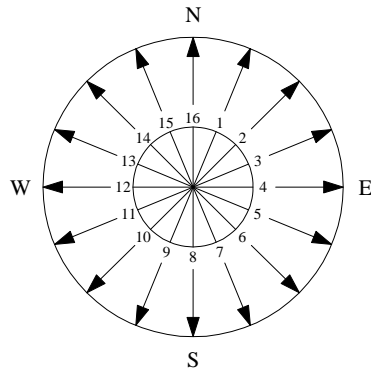
Per tenere conto della prima considerazione ci si deve basare su dati con  $Y$  maggiore di un fissato valore  $Y_{min}$  (per il caso in studio 150). Per tener conto della seconda, si escludono i dati con  $Y$  maggiore di un fissato valore  $Y_{max}$  (per il caso in studio 200).

L'espressione della probabilità di superamento per fissato settore angolare (proposta da Boccotti, 2000) non è esplicitabile rispetto alla soglia  $h$ , pertanto per la determinazione dell'altezza significativa per stabilito tempo di ritorno  $T$  e per assegnata direzione, è stato utilizzato il seguente metodo:





**Figura 6.2** - Esempio di analisi Weibull per assegnata direzione. Nel grafico è mostrata la probabilità di superamento sul piano delle variabili ausiliare.



**Figura 6.3** - Grafico delle direzioni utilizzate per lo studio direzionale.

- fissato il tempo di ritorno  $T_r$  si ricava, dalla distribuzione di probabilità omnidirezionale di Weibull (6.3), l'altezza significativa  $H_s(T_r)$ , e quindi le variabili ausiliarie  $X_{omn}$  ed  $Y_{omn}$ :

$$H_s(T) = w \cdot [\ln(\lambda \cdot T)]^{1/u} \tag{6.28}$$

$$X_{omn} = 100 \cdot \ln[2.5 \cdot H_s(T)] \tag{6.29}$$

$$Y_{omn} = 100 \cdot \ln[\ln(\lambda \cdot T)] \tag{6.30}$$

- si assegna un valore di primo tentativo all' $H_s(T, \theta_1 < \theta < \theta_2)$ , si calcola la probabilità direzionale (6.6) e le variabili ausiliarie  $X_{dir}$  e  $Y_{dir}$ ,
- si incrementa il valore dell'altezza all' $H_s(T, \theta_1 < \theta < \theta_2)$  fino a quando non è verificata l'identità  $Y_{dir} \equiv Y_{omn}$ .

Infine si procede al calcolo della massima altezza significativa all' $H_s(T, \theta_1 < \theta < \theta_2)$  per le direzioni che ricadono nel settore di traversia principale.

### 6.7.3 Le mareggiate triangolari equivalenti (m.t.e.)

Data la natura irregolare (casuale) della successione degli stati di mare che compongono una mareggiata, si è ricorso al concetto semplificativo di mareggiata triangolare equivalente, che nell'ipotesi di profondità infinita, consente di approssimare ogni mareggiata reale con una rappresentazione triangolare della  $H_s(t)$  tale che:

- l'altezza  $a$  del triangolo è uguale al valore massimo dell'altezza significativa della mareggiata reale;
- la base  $b$  del triangolo, cioè la durata della mareggiata triangolare, è tale che l'altezza dell'onda massima attesa nel corso della mareggiata triangolare  $\overline{H}_{\max, m.t.e.}$  risulti uguale all'altezza dell'onda massima attesa  $\overline{H}_{\max, m.v.}$  nella mareggiata reale.

A partire da questa definizione l'altezza  $a$  del triangolo risulta immediatamente individuata, mentre la base  $b$  si ricerca per tentativi. Nota l'altezza massima attesa della mareggiata vera e fissato un valore di primo tentativo (sufficientemente piccolo) della base  $b$ , si determina l'altezza dell'onda massima attesa della mareggiata triangolare. Il valore di  $b$  verrà incrementato fino a quando le due altezze dell'onda massima attesa non coincidono.

Prima di procedere alla determinazione delle basi delle mareggiate triangolari equivalenti, sembra necessario fare alcune precisazioni:

- ciascun valore dell'altezza significativa  $H_s(t)$  riportato dalla boa ondometrica, che rappresenta uno stato di mare, è ottenuto come media di una successione di onde consecutive (tipicamente 100÷300 onde) registrate in condizioni stazionarie;
- la probabilità  $P(H_{\max} < H)$  che l'onda massima  $H_{\max}$  nel corso di una mareggiata sia più piccola dell'assegnata soglia  $H$  è uguale alla probabilità che tutte le onde della mareggiata siano più piccole di  $H$ , la quale a sua volta è uguale al prodotto di:

$$P(H_{\max} < H) = \prod_{i=1}^N [1 - P(H; H_s = h_i)]^{\frac{\Delta t}{T(h_i)}} \quad (6.31)$$

la probabilità che l'onda massima  $H_{max}$  nel corso di una mareggiata sia maggiore dell'assegnata soglia  $H$ , complementare all'equazione 6.31, se esplicitata rispetto all'espressione di Borgman (1970), può essere convenientemente scritta come:

$$P(H_{max} > H) = 1 - \exp \left\{ \sum_{i=1}^N \frac{\Delta t}{\bar{T}(h_i)} \cdot \ln[1 - P(H; H_s = h_i)] \right\} \quad (6.32)$$

Essendo:  $N$  il numero totale degli stati di mare costituenti la mareggiata,  $P(H; H_s = h_i)$  la probabilità che un'onda in uno stato di mare di assegnata altezza significativa abbia un'altezza cresta-cavo maggiore della soglia  $H$ ,  $\Delta t$  la durata di ogni singolo stato di mare,  $h_i$  l'altezza dell' $i$ -esimo stato di mare e  $\bar{T}(h_i)$  il relativo periodo medio.

Per la  $P(H; H_s = h_i)$  che compare nella relazione (6.32) si utilizza l'espressione ricavata analiticamente da Boccotti (2000), come corollario alla teoria del semi-determinismo, in sostituzione della usuale distribuzione statistica di Rayleigh, in quanto diversi studi e simulazioni numeriche hanno dimostrato che quest'ultima sovrastima le altezze d'onda nell'ordine dell'8% (Scarsi, 2009).

Poiché le onde generate dal vento sono ben rappresentate dallo spettro Jonswap, la probabilità che un'onda di uno stato di mare avente altezza significativa  $h$  sia maggiore di un'assegnata soglia  $H$ , assume l'espressione (Boccotti, 2000):

$$P[H; H_s = h(t)] = \exp \left[ - \frac{4}{1 + \psi^*} \cdot \left( \frac{H}{h} \right)^2 \right] \quad (6.33)$$

dove il parametro  $\psi^*$ , nel caso di spettro medio qui adottato, assume il valore di 0,73.

Nota la distribuzione della probabilità  $P(H_{max} > H)$  al variare di  $H$ , è possibile determinare l'altezza massima attesa di una mareggiata vera  $\bar{H}_{max,m.v.}$ . Questa, che fisicamente rappresenta il valore medio delle massime altezze realizzatesi per una mareggiata riprodotta  $N$  volte, si ricava come l'area sottesa alla curva della probabilità di superamento dell'altezza d'onda massima (6.32):

$$\bar{H}_{max,m.v.} = \int_0^{\infty} \left\{ 1 - \exp \left[ \int_0^d \frac{1}{\bar{T}[h(t)]} \cdot \ln[1 - P(H; H_s = h(t))] \cdot dt \right] \right\} \cdot dH \quad (6.34)$$

essendo  $d$  la durata della mareggiata.

L'altezza massima attesa di una mareggiata triangolare equivalente,  $\bar{H}_{max,m.t.e.}$ , si calcola con una espressione più semplice e di più agevole impiego, ricavata sotto l'ipotesi che il triangolo che rappresenta la mareggiata sia isoscele:

$$\bar{H}_{\max,m.t.e.} = \int_0^{\infty} \left\{ 1 - \exp \left[ \frac{b}{a} \cdot \int_0^a \frac{1}{T[h(t)]} \cdot \ln[1 - P(H; H_s = h(t))] \cdot dt \right] \right\} \cdot dH \quad (6.35)$$

con ovvio significato dei termini.

Con le posizioni fin qui assunte, mentre si può procedere al calcolo dell'altezza massima attesa per le mareggiate vere  $\bar{H}_{\max,m.v.}$ , essendo il periodo medio  $\bar{T}$  fornito contemporaneamente a ciascun valore di  $H_s$ , per la risoluzione della (6.35) è necessario determinarne il valore. Questo, nel caso dello spettro Jonswap medio, assume l'espressione seguente:

$$\bar{T} = 6.6 \cdot \pi \cdot \sqrt{\frac{H_{s,m.t.e.}}{4 \cdot g}} \quad (6.36)$$

con  $g = 9,806 \text{ [m/s}^2\text{]}$  (accelerazione di gravità).

In conclusione per ogni mareggiata vera si è determinata la rispettiva mareggiata triangolare, del tutto equivalente in termini di rischio ondoso, per avere il medesimo valore massimo dell'altezza significativa e la medesima probabilità che l'onda massima superi una qualsiasi assegnata soglia  $H$ .

#### 6.7.4 Il mare equivalente

Si chiama "mare equivalente" il mare ideale formato dalla successione delle mareggiate triangolari equivalenti. Esso presenta, per definizione, lo stesso numero di mareggiate del mare vero, ciascuna caratterizzata dallo stesso valore massimo di  $H_s(t)$  e dalla stessa probabilità  $P(H_{\max} > H)$ . Di conseguenza il periodo di ritorno di una mareggiata nella quale l'altezza significativa superi una assegnata soglia  $h$  è lo stesso nel mare vero e nel mare equivalente.

Per effettuare le previsioni sulle dimensioni delle onde in tempo lunghi è sufficiente conoscere la probabilità di superamento del processo  $H_{s,m.t.e.}(t)$ , definita come la frazione di tempo in cui l'altezza significativa si mantiene al di sopra di una assegnata soglia  $h$ :

$$P(H_{s,m.t.e.} > h) = \frac{1}{D^*} \cdot \sum_i \Delta t_i(h) \quad (6.37)$$

dove  $\Delta t_i(h)$  sono gli intervalli di tempo in cui  $H_{s,m.t.e.}$  è maggiore di  $h$  e  $D^*$  è il numero di anni in esame. La probabilità di superamento del mare equivalente (eq. 6.37) tende a coincidere con la probabilità di superamento del mare vero (eq. 6.10).

In conclusione per la previsione relativa ad elevati valori del tempo di ritorno, è possibile lavorare sul mare equivalente invece che sul mare vero, semplificando drasticamente la trattazione analitica. Si hanno inoltre i seguenti vantaggi:

- non si introduce alcuna approssimazione, perché il mare equivalente ha gli stessi periodi di ritorno di mareggiate di assegnate caratteristiche:

- non si ha alcun aggravio di lavoro per la stima della  $P(H_{s,m.t.e.} > h)$  poiché la stessa probabilità ricavata per il mare vero  $P(H_s > h)$  vale anche per il mare equivalente.

### 6.7.5 Durata media delle m.t.e. e tempo di ritorno

Il tempo di ritorno di un evento è l'intervallo  $d$  tempo medio tra due consecutive realizzazioni dell'evento stesso. In questo paragrafo ricaveremo le soluzioni analitiche per il tempo di ritorno  $R(H_s > h)$  di una mareggiata nella quale l'altezza significativa superi un'assegnata soglia  $h$ .

Per determinare la durata media delle mareggiate triangolari equivalenti si considerano le dieci mareggiate più intense per ogni anno di moto ondoso, registrato dalla boa di Mazara del vallo.

Chiamiamo  $a_{10}$  e  $b_{10}$  rispettivamente il valor medio delle altezze  $a$  e il valor medio delle basi  $b$  dell'insieme delle quaranta mareggiate più intense verificatesi nel periodo di osservazione. I valori di  $a_{10}$  e  $b_{10}$  ricavati per la boa di Mazara del Vallo sono in linea con quelli relativi alla stessa località messe in tabella in Boccotti, 2000.

**Tabella 6.2** - Parametri della regressione  $\bar{b}(a)$  per i mari italiani (Boccotti, 1997).

Località	$a_{10}$ [m]	$b_{10}$ [ore]
La Spezia	3.6	74
Alghero	5.2	88
Ponza	3.4	69
Mazara del Vallo	3.6	73
Catania	2.8	82
Crotone	3.2	74
Monopoli	2.9	70
Pescara	3.3	65

Individuati i parametri  $a_{10}$  e  $b_{10}$ , la durata media  $\bar{b}$  delle mareggiate triangolari equivalenti si determina attraverso l'espressione della regressione basi-altezze proposta sia da Arena (1999) che da Boccotti (2000):

$$\bar{b} = b_{10} \cdot \left( 1.12 - 0.12 \cdot \frac{a}{a_{10}} \right) \quad (6.38)$$

La retta della regressione è stata determinata con il metodo dei minimi quadrati, sulla base di 640 ( $10 \cdot N_{\text{anni}} \cdot N_{\text{boe}}$ ) coppie di punti  $a_{10}$  e  $b_{10}$ , relativi alle mareggiate più intense registrate dalle 8 boe riportate in tabella 6.2, per un arco temporale di 8 anni.

Determinato il valore della base media per le mareggiate triangolari equivalenti, è stato valutato il periodo di ritorno  $T(H_s > h)$  di una mareggiata in cui l'altezza significativa supera una assegnata soglia  $h$ , attraverso l'espressione (ricavata analiticamente da Boccotti, 1997) di seguito riportata:

$$T(H_s > h) = \frac{\bar{b}(h)}{1 + u \cdot \left(\frac{h}{w}\right)^u} \cdot \exp\left(\frac{h}{w}\right)^u \quad (6.39)$$

dove i parametri  $u$  e  $w$  sono quelli relativi alle probabilità di superamento omnidirezionale dell'altezza significativa determinati attraverso il metodo precedente.

### 6.7.6 Analisi omnidirezionale e tempo di ritorno di $H_s$ con le *m.t.e.*

L'analisi del moto ondoso in tempi lunghi per il mare equivalente viene condotta secondo le metodologie proposte da Boccotti (2000) sulla base dei parametri  $u$ ,  $w$ ,  $w_\alpha$  e  $w_\beta$  determinati in precedenza per il mare vero. Si ricorda che la probabilità  $P(H_s > h)$  è uguale nel mare vero e nel mare equivalente.

Per calcolare l'altezza significativa  $H_s(T_{dato})$ , per fissato periodo di ritorno  $T_{dato}$ , si può eseguire la seguente procedura iterativa:

1. si fissa un valore di  $H_s$  di primo tentativo;
2. dall'equazione (6.38) si calcola  $\bar{b}(h)$ ;
3. dall'espressione (6.39) si determina  $T_{calc}$ ;
4. si confronta  $T_{calc}$  con il valore  $T_{dato}$  fissato;
5. si ipotizza una  $H_s$  di secondo tentativo e si ripete la procedura;
6. il valore dell' $H_s(T_{dato})$  incognita è quel particolare valore di  $H_s$  per cui  $T_{calc}$  coincide con  $T_{dato}$ .

### 6.7.7 Analisi direzionale e tempo di ritorno di $H_s$ con le *m.t.e.*

L'altezza significativa per fissato tempo di ritorno e per fissata direzione è stata determinata dall'espressione direzionale del tempo di ritorno formulata da Arena (1999). Egli, introducendo la probabilità di superamento direzionale  $P(H_s > h, \theta)$  in luogo di quella omnidirezionale  $P(H_s > h)$ , esplicita il tempo di ritorno  $T(H_s > h, \theta)$  attraverso la seguente relazione:

$$T(H_s > h, \theta) = \frac{\bar{b}(h)}{\exp\left[-\left(\frac{h}{w_\alpha}\right)^u\right] \cdot \left[1 + u \cdot \left(\frac{h}{w_\alpha}\right)^u\right] - \exp\left[-\left(\frac{h}{w_\beta}\right)^u\right] \cdot \left[1 + u \cdot \left(\frac{h}{w_\beta}\right)^u\right]} \quad (6.40)$$

L'espressione 6.40 è stata formulata sotto l'ipotesi che la direzione dominante delle onde sia costante e che la regressione basi-altezze  $\bar{b}(h)$  non dipenda dalla direzione di propagazione delle onde, ovvero che la durata media delle mareggiate con una certa  $H_{s,max}$  sia uguale per tutte le direzioni.

Per calcolare l'altezza significativa  $H_s(T, \theta)$  si utilizza la procedura precedente, adoperando per il tempo di ritorno l'equazione 6.40.

## 6.8 Propagazione del moto ondoso

In questo paragrafo si illustrerà un modello numerico idoneo alla trasposizione del moto ondoso da largo sotto costa. Le onde propagandosi, come già visto nel capitolo dedicato all'idrodinamica (Cap. 2), subiscono considerevoli mutamenti (trasformazioni geometriche e perdite di energia) fino ad arrivare al frangimento in prossimità della spiaggia (ciò avviene quando l'onda deformata diviene molto alta rispetto alla sua lunghezza e perciò "instabile"). I cambiamenti possono essere causati da variazioni del fondale, dalla presenza di correnti o dalla presenza di ostacoli.

Generalmente si distinguono tre zone:

- le acque profonde, in cui le perdite di energia, dovute essenzialmente a perdite per attriti interni (viscosità) e per frangimenti parziali, sono trascurabili;
- le acque basse, aventi fondali inferiori alla metà della lunghezza d'onda, in cui la propagazione del moto ondoso risente della presenza del fondale e degli ostacoli, ma non giunge al frangimento;
- la zona dei frangenti, in cui si verifica la rottura delle onde con conseguente dissipazione di energia ed il moto ondoso oscillatorio si trasforma in moto traslatorio.

Le modifiche delle caratteristiche ondose durante la propagazione verso riva in acque basse, sono indotte dai fenomeni di rifrazione e di *shoaling* dovuti al fondale e ai fenomeni di diffrazione, riflessione e trasmissione dovuta alla presenza di ostacoli. Trascurabili risultano le perdite di energia, fuori dalla zona dei frangenti, dovute all'attrito del fondo e, per fondali permeabili, alla percolazione, nonché, in generale, le perdite di energia dovute agli effetti indotti dalle correnti, dal vento e dalle riflessioni del fondo.

I metodi oggi a disposizione per studiare la propagazione del moto ondoso dal largo verso riva sono molteplici e differiscono per il tipo di approccio al problema e per le fenomenologie contemplate nella propagazione. Schematicamente i metodi possono essere suddivisi in tre categorie:

- metodi monodimensionali, che risultano validi nel caso di spiagge rettilinee;
- metodi di propagazione a raggi, che pervengono al cosiddetto tracciamento dei piani d'onda;

- metodi numerici, che risolvono il sistema di equazioni differenziali che regolano la propagazione del moto ondoso.

Per quanto riguarda i fenomeni contemplati nei modelli di propagazione, una prima distinzione deve essere fatta circa lo spettro di energia. Si distinguono infatti, i modelli di propagazione monocromatici da quelli spettrali.

### 6.8.1 *Il modello spettrale*

Tra i metodi numerici che risolvono il sistema di equazioni differenziali della propagazione d'onda, esiste il modello SWAN (*Cycle III version 40.72*) della *Delft University of Technology* Facoltà di Ingegneria Civile e Geoscienze (Paesi Bassi - NL). SWAN è un modello d'onda di terza generazione, e viene utilizzato per ottenere stime realistiche dei parametri d'onda in laghi, estuari e zone costiere, avendo come dati di input il vento e la batimetria.

Il modello è in grado di tener conto dei fenomeni di propagazione dello spettro di energia per rifrazione e shoaling, anche in presenza di ostacoli sommersi e correnti marine. Inoltre è in grado di tenere conto dei fenomeni di generazione e dissipazione del moto ondoso indotti dal vento, frangimento in acqua profonda, frangimento dovuto alla fondale, attrito di fondo, interazione tra le onde e influenza delle correnti. È in grado di tenere conto del sovrizzo d'onda e del fenomeno della diffrazione, dovuta ad ostacoli emergenti, attraverso la metodologia suggerita dal *Coastal Engineering Manual 2002*.

Il modello SWAN può essere applicato in modo stazionario o variabile nel tempo. In tal caso, è necessario fornire le condizioni del moto ondoso al contorno, le condizioni di vento, la marea e il sovrizzo di tempesta ad ogni istante di tempo di calcolo. Nel caso di fondali a batimetrie cilindriche è possibile applicare il modello SWAN anche in modo monodimensionale.

Il modello non è in grado di riprodurre la trasmissione laterale di energia, pertanto esso è applicabile solamente se le variazioni dell'altezza d'onda lungo i fronti d'onda sono modeste. Anche il fenomeno della riflessione non viene considerato nel modello, quindi esso non risulta preciso in corrispondenza degli ostacoli e sicuramente non può essere utilizzato all'interno dei porti.

Particolare cura deve essere adottata nella determinazione delle condizioni al contorno (limite lato mare) della griglia di calcolo, lungo la quale devono essere note le caratteristiche del moto ondoso. Infatti, spesso risultano note solamente le caratteristiche del moto ondoso al largo, mentre non sono conosciute le caratteristiche del moto ondoso nel confine interno (lato terra) in acqua bassa. Il problema viene risolto imponendo che il moto ondoso entrante dal limite esterno posto in acqua bassa sia nullo e posizionando le condizioni al contorno laterali, il più possibile lontano dalla zona di calcolo d'interesse.

Allo scopo di utilizzare il modello SWAN è necessario scegliere e costruire opportunamente la griglia di calcolo (risoluzione, orientamento, ecc.). Si possono distinguere due tipologie di griglie, strutturate e non strutturate. Le griglie strutturate possono essere rette/lineari e uniformi o curvi-linee. In ogni caso sono formate da quadrilateri e ogni cella è circondata da altre quattro celle. Nelle griglie non strutturate, questo numero può essere arbitrario (in genere tra 4 e 10).



Le griglie di calcolo non strutturate possono essere costituite da triangoli o da una combinazione di triangoli e quadrilateri (le cosiddette reti ibride).

Spesso è necessario utilizzare scale di osservazione differenti. Infatti in alcuni casi è opportuno raffinare, nel calcolo della propagazione del moto ondoso da largo sotto costa, la descrizione delle grandezze fisiche. In tal senso è opportuno intensificare il numero locale delle *mesh* vicino alla costa. Abitualmente tutto questo può essere fatto utilizzando un approccio *nested*. L'idea della nidificazione è quella di calcolare prima le onde su una griglia grossolana per un'area più grande e poi su una griglia più fine per un'area più piccola. Il calcolo che avviene attraverso la *mesh* fine utilizza condizioni al contorno che sono quelle generate dal calcolo che avviene nella griglia grossolana. Il processo di nidificazione può essere ripetuto a scale sempre più ridotte utilizzando lo stesso tipo di coordinate (cartesiano o sferico), sia per i calcoli grossolani sia per quelli nidificati. Nel caso in cui si utilizzino, per calcoli nidificati, delle griglie curvilinee, i confini delle *mesh* devono essere sempre di tipo rettangolare.

L'utilizzo di griglie non strutturate in SWAN offre una valida alternativa ai modelli annidati, non solo per la facilità di adattamento della risoluzione delle maglie, ma anche per la facilità di generare griglie su geometrie complesse (come le isole e le coste irregolari). Questo tipo di maglie flessibili sono particolarmente utili nelle regioni costiere, dove la profondità dell'acqua varia molto. L'utilità di questa tecnica di *meshing* è che offre alta risoluzione dove è più necessario.

La natura irregolare del vento produce, onde con altezze e periodi irregolari. La superficie del mare si modifica continuamente e non consente un approccio di tipo deterministico per descrivere le onde che si formano. D'altro canto, le proprietà statistiche della superficie del mare (altezza d'onda media, periodi e direzioni), sembrano modificarsi (nel tempo e nello spazio) molto lentamente rispetto ai tipici valori di altezza d'onda e periodi.

L'elevazione della superficie delle onde nel mare, in qualsiasi luogo e in qualsiasi momento, può essere vista come la somma di un gran numero di onde armoniche, ognuna delle quali è stata generata dal vento in luoghi e tempi diversi. Per questo motivo le onde di mare sono statisticamente indipendenti. In accordo con quanto indicato dalla teoria lineare, le onde rimangono tali durante la loro propagazione da largo fino a sotto costa. Sotto queste ipotesi, l'elevazione della superficie del mare è ben rappresentata come un processo stazionario Gaussiano. L'elevazione della superficie del mare in un punto in funzione del tempo può essere descritta come:

$$\eta(t) = \sum_i a_i \cos(\sigma_i t + \alpha_i) \quad (6.41)$$

dove  $\eta$  è l'elevazione della superficie del mare,  $a_i$  l'ampiezza della componente d'onda  $i$ -esima,  $\sigma$  è la frequenza angolare relativa della componente d'onda  $i$ -esima in presenza di corrente (è pari alla frequenza assoluta in radianti  $\omega$  se non è presente nessuna corrente) e  $\alpha_i$  è la fase *random* della componente d'onda  $i$ -esima.

In presenza di corrente, i cambiamenti nel flusso medio alla lunghezza d'onda, sono così piccoli che influenzano in modo trascurabile la relazione di dispersione. La frequenza radiante assoluta  $\omega$  è uguale allora alla somma tra la frequenza relativa ( $\sigma$ ) e il prodotto tra il numero d'onda ( $\vec{k}$ ) e il vettore velocità ( $\vec{u}$ ):

$$\omega = \sigma + \vec{k} \cdot \vec{u} \quad (6.42)$$

che è l'effetto Doppler. Per le onde lineari, la frequenza relativa è data da:

$$\sigma^2 = gk \tanh(kd) \quad (6.43)$$

dove  $d$  è la profondità dell'acqua.

Descrivere le onde di mare nel dominio del tempo non è una cosa semplice, tuttavia si può utilizzare lo spettro di densità di varianza, che è una trasformata di Fourier della funzione di auto-covarianza dell'elevazione della superficie del mare:

$$E'(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} C(\tau) e^{-2\pi i f \tau} d\tau \quad (6.44)$$

$$\chi(\tau) = \langle \eta(t) \cdot \eta(t + \tau) \rangle \quad (6.45)$$

dove  $C(\tau)$  è la funzione di auto-covarianza,  $\langle \rangle$  rappresenta il valore atteso della variabile casuale,  $\eta(t)$  e  $\eta(t+\tau)$  rappresentano due processi casuali dell'elevazione della superficie del mare,  $\tau$  rappresenta l'intervallo di tempo. Nel campo della teoria delle onde di mare è convenzione definire  $E(f)$  uno spettro, leggermente diverso da quello precedente:

$$E(f) = 2E'(f) \quad (6.46)$$

per  $f \geq 0$  e  $E(f) = 0$  per  $f < 0$ . La descrizione delle onde attraverso la definizione di spettro di densità di varianza  $E(f)$  è chiamata descrizione spettrale delle onde di mare. Si può dimostrare che la varianza dell'elevazione della superficie del mare è data da:

$$\langle \eta^2 \rangle = C(0) = \int_0^{+\infty} E(f) df \quad (6.47)$$

La 6.47 indica che lo spettro distribuisce la varianza su frequenze.  $E(f)$  dovrebbe quindi essere interpretata come una densità di varianza. Le dimensioni di  $E(f)$  sono  $m^2/Hz$  se l'elevazione altezza  $\eta$  è espressa in m e la frequenza in Hz.

La varianza  $\langle \eta^2 \rangle$  è uguale all'energia totale  $E_{tot}$  delle onde per unità di superficie se moltiplicata per un coefficiente:

$$E_{tot} = \frac{1}{2} \rho_w g \langle \eta^2 \rangle \quad (6.48)$$

I termini spettro di densità di varianza e spettro di densità di energia possono, dunque essere utilizzati come sinonimi. In molti problemi relativi alle onde non è sufficiente definire la densità di energia in funzione della frequenza. È spesso necessario distribuire l'energia delle onde per assegnate direzioni. Questo spettro che distribuisce

l'energia delle onde in funzione delle frequenze e delle direzioni, sarà indicato con  $E(f, \theta)$ .

$$E(f) = \int_0^{2\pi} E(f, \theta) d\theta \quad (6.49)$$

Un parametro molto conosciuto è l'altezza d'onda significativa  $H_s$ .

$$H_s = 4 \cdot \sqrt{m_0} \quad (6.50)$$

dove  $m_0 = \langle \eta^2 \rangle$ .

Tutte le informazioni sulla superficie del mare sono fornite: dalla varianza spettrale d'onda o dalla densità di energia  $E(\sigma, \theta)$ , dalla distribuzione di energia del moto ondoso (radianti) in funzione della frequenza  $\sigma$  e dalle direzioni di propagazione  $\theta$  (direzioni ortogonali alla cresta d'onda di ogni componente spettrale). Di solito, i modelli delle onde determinano l'evoluzione dell'azione di densità  $N(\vec{x}, t; \sigma, \theta)$  nello spazio  $x$  e nel tempo  $t$ . L'azione di densità è definita come  $N = E/\sigma$  e si conserva durante la propagazione del moto ondoso in presenza di corrente, ipotizzando che la corrente ( $U$ ) lungo il piano di riferimento verticale sia uniforme.

L'evoluzione dell'azione di  $N$  è regolata "dall'azione" dell'equazione di bilancio (Mei, 1983; Komen *et al.*, 1994):

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \nabla_x \cdot \left[ \left( \vec{c}_g + \vec{U} \right) \cdot N \right] + \frac{\partial c_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_\theta N}{\partial \theta} = \frac{S_{tot}}{\sigma} \quad (6.51)$$

Il lato sinistro rappresenta la parte cinematica di questa equazione. Il secondo termine indica la propagazione di energia delle onde in due dimensioni geografiche, spazio  $x$ , con la velocità di gruppo  $c_g = \partial \sigma / \partial k$  seguita dalla relazione di dispersione  $\sigma^2 = g \vec{k} \tanh(\vec{k} d)$  dove  $\vec{k}$  è il vettore numero d'onda e  $d$  è la profondità dell'acqua.

Il terzo termine rappresenta l'effetto di spostamento della frequenza radiante a causa delle variazioni di profondità e del valore medio delle correnti. Il quarto termine rappresenta la profondità indotta e la corrente di rifrazione indotta. Le quantità  $c_\sigma$  e  $c_\theta$  rappresentano le velocità di propagazione nello spazio spettrale  $(\sigma, \theta)$ . Il lato destro contiene  $S_{tot}$ , termine sorgente che rappresenta tutti i processi fisici che generano, dissipano, o ridistribuiscono l'energia delle onde.

L'equazione (6.39) per applicazioni a piccola scala può essere espressa, in coordinate cartesiane, come segue:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial c_x N}{\partial x} + \frac{\partial c_y N}{\partial y} + \frac{\partial c_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_\theta N}{\partial \theta} = \frac{S_{tot}}{\sigma} \quad (6.52)$$

dove:

- $N(\sigma, \theta) = E(\sigma, \theta) / \sigma$  lo spettro della densità dell'azione dell'onda, pari al rapporto tra la densità di energia  $E$  e la frequenza angolare  $\sigma = 2\pi/T$ ;

- $T$  è il periodo dell'onda;
- $\theta$  è la direzione dell'onda;
- $x$  e  $y$  sono le coordinate cartesiane;
- $t$  è il tempo;
- $c_x$  è la celerità di gruppo dell'onda nella direzione  $x$ ;
- $c_y$  è la celerità di gruppo dell'onda nella direzione  $y$ ;
- $c_\sigma$  è la celerità di fase dell'onda con frequenza angolare  $\sigma$ ;
- $c_\theta$  è la celerità di gruppo dell'onda con direzione  $\theta$ ;
- $S$  è la sorgente di densità di energia.

Il primo termine a sinistra dell'equazione 6.53 rappresenta la variazione di  $N$  nel tempo, il secondo e terzo termine rappresentano la propagazione geografica di  $N$ , il quarto termine rappresenta lo spostamento della frequenza per effetto delle variazioni di profondità del fondale e della velocità della corrente, il quinto termine rappresenta la rifrazione indotta dalla profondità del fondale e dalle correnti, infine il termine a secondo membro tiene conto dell'effetto di generazione e dissipazione del moto ondoso e dell'interazione non lineare tra le onde.

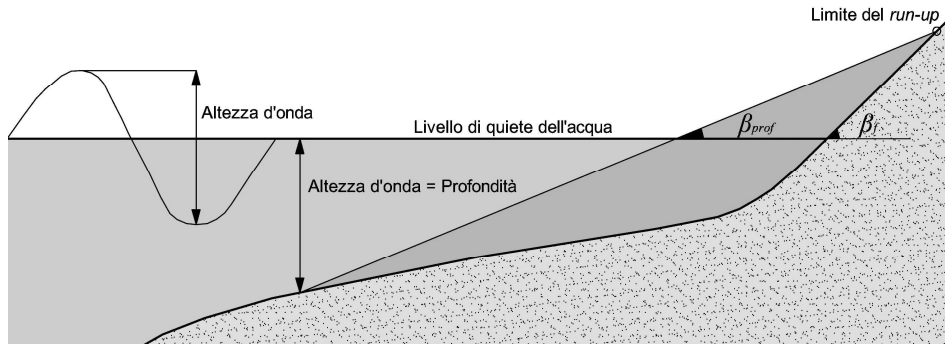
## 6.9 Il calcolo del *run-up* sulla spiaggia

Le onde ottenute in prossimità della costa dal modello SWAN, sono state utilizzate per calcolare il *run-up* e il *run-down*, ovvero rispettivamente la quota più alta e più bassa raggiunta dall'acqua sulla spiaggia. Per fare questo si è operato in due modi: utilizzando la formula empirica di Nielsen e Hanslow (1991) e usando il modello di Lo Re *et al.*, (2011). Il primo metodo è stato scelto perché le spiagge per le quali è stata ricavata la formula del *run-up* avevano le stesse caratteristiche geomorfologiche della spiaggia di Lido Signorino, mentre il modello di calcolo è servito sia come riscontro al risultato precedente sia per quantificare anche il valore del *run-down*.

Noti quindi i parametri d'onda  $H_s$  e  $T$ , calcolati con il modello di propagazione SWAN, è stato calcolato il *run-up* orizzontale sulla spiaggia (Stockdon, 2006), nei 25 profili.

### 6.9.1 La formula empirica di Nielsen e Hanslow

Come è noto, per calcolare il *run-up* esistono numerose formule. In questo lavoro tra tutte si è scelta quella proposta da Nielsen e Hanslow nel 1991. Questi autori per ottenere la formula empirica utilizzata, hanno effettuato misure sperimentali su sei spiagge del New South Wales in Australia. Queste spiagge sono state scelte perché rappresentavano un'ampia varietà di profili trasversali (differenti caratteristiche geomorfologiche) ed erano soggette a differenti condizioni di moto ondoso. I parametri d'onda misurati per queste spiagge erano: per  $H_{\text{orms}}$  (valore quadratico medio dell'altezza d'onda a largo), da 0,53 m a 3,76 m, mentre per il periodo significativo ( $T_s$ ) da 6,4 s a 11,5 s. I parametri d'onda a largo provenivano da una boa posta ad una distanza di 30 km dalle spiagge in studio.



**Figura 6.4** - Il significato di “pendenza della spiaggia” su un profilo curvo non è ovvio. Infatti esiste una pendenza  $\tan \beta_f$  che è quella relativa alla superficie della spiaggia e una pendenza media  $\tan \beta_{prof}$ . Quest’ultima è generata da una linea immaginaria che congiunge un punto alla profondità pari all’altezza d’onda ed un punto che indica il limite del *run-up*.

Allo scopo di ottenere una formula che fosse utilizzabile anche per altri luoghi, Nielsen e Hanslow, considerarono anche l’effetto delle maree. Tale effetto aveva, per la stagione primaverile, un’escursione massima di 2 m e una minima di 1 m. Le spiagge studiate erano formate da sabbie fini con diametro medio compreso tra 0,4 mm a 0,22 mm. Osservando le caratteristiche geomorfologiche delle spiagge australiane, si è riscontrata una somiglianza geomorfologica con la spiaggia in studio. Infatti Lido Signorino, è una spiaggia naturale, sabbiosa con diametro medio delle particelle di sabbia compreso tra 0,8 e 0,18 mm, con profili che hanno pendenze  $\tan \beta_f$  tra  $1,5^\circ$  e  $10,8^\circ$ . Questo è stato il motivo per il quale è stata scelta la seguente formula (Nielsen e Hanslow, 1991):

$$R = c \cdot L_{zwm} \tag{6.53}$$

dove  $R$  indica il *run-up* assunto proporzionale alla scala verticale,  $c$  è coefficiente di proporzionalità pari a 0.89,  $L_{zwm}$  è la scala verticale per i valori di Rayleigh del *run-up*, ed infine  $L_0$  la lunghezza d’onda al largo calcolata con la nota espressione  $L_0 = gT^2/2\pi$ , valida su acque profonde come nel caso in esame, in cui il periodo  $T$  è stato assunto uguale al valore medio registrato durante la mareggiata. Il valore di  $L_{zwm}$  è uguale a:

$$L_{zwm} = \begin{cases} 0,60 \cdot (H_{orms} \cdot L_0)^{0,5} \tan \beta_f & \tan \beta_f \geq 1 \\ 0,05 \cdot (H_{orms} \cdot L_0)^{0,5} & \tan \beta_f < 1 \end{cases} \tag{6.54}$$

### 6.9.2 Il modello alla Boussinesq

Le equazioni che regolano il modello alla Boussinesq e la soluzione analitica dell’equazione di trasporto della vorticità, valida sotto l’ipotesi di viscosità turbolenta

costante sulla profondità, non possono essere risolte in forma chiusa ma devono essere integrate numericamente. Bisogna sottolineare che un modello numerico richiede una cura particolare per quanto riguarda l'ordine di approssimazione utilizzato: l'uso improprio di uno schema di ordine relativamente basso potrebbe generare errori di troncamento di entità simile ai termini dispersivi inclusi nelle equazioni. In questo modo la diffusione numerica dovuta allo schema numerico potrebbe non distinguersi dalla dispersione fisica dovuta alla propagazione dell'onda. Dopo un primo semplice schema del secondo ordine, centrato nello spazio ed esplicito nel tempo, formulato da Peregrine (1967), che utilizzava una griglia molto fitta nello spazio e nel tempo, Abbott *et al.* (1973), introdussero uno schema implicito del secondo ordine centrato nel tempo che correggeva solo successivamente gli errori di troncamento riducendo così la diffusione numerica. Infine Wei *et al.* (1995) trovarono un modo efficace per risolvere il problema utilizzando uno schema alle differenze finite di più alto ordine per le derivate spaziali e uno schema predictor-corrector di alto ordine per l'integrazione nel tempo. Lo stesso approccio, sviluppato da Veeramony e Svendsen (2000, 1999), è stato mantenuto nel lavoro di Musumeci *et al.* (2005), in quanto permette di trarre vantaggio sia dallo schema esplicito abbastanza robusto che dalla discretizzazione delle derivate spaziali molto accurata. Il metodo di calcolo del *run-up* applicato (Lo Re *et al.*, 2011) è un modello alla Boussinesq con equazioni risolte in  $\zeta - \bar{u}$ , indicando con  $\zeta$  che l'elevazione della superficie libera e  $\bar{u}$  la velocità orizzontale lungo la profondità.

I valori delle variabili  $\zeta$  e  $\bar{u}$  sono determinate all'interno dell'intero dominio bagnato, mentre la velocità orizzontale e le coordinate ( $\zeta$ ) delle posizioni assunte dalla linea di riva si calcolano risolvendo le equazioni Lagrangiane del movimento della linea di riva. Come è noto simulare numericamente l'oscillazione della linea di riva con i modelli alla Boussinesq non è semplice, perché il modello numerico ha difficoltà nel discriminare la parte bagnata del dominio da quella asciutta. Tuttavia alcuni modelli di tipo Boussinesq, come quello utilizzato, sono formulati secondo un approccio euleriano che si risolve grazie a schemi di elevato ordine a differenze finite.

La condizione cinematica della linea di riva è che le particelle di fluido che appartengono alla linea di riva rimangono sulla linea di riva stessa (Prasad e Svendsen 2001). Nel caso di un'onda monodimensionale come nella nostra simulazione, la coordinata  $x$  (ortogonale al litorale) è solo funzione del tempo, cioè  $\zeta = \zeta(t)$ . Quindi la posizione della linea di riva  $\zeta(t)$  è ricavabile secondo la seguente espressione:

$$\frac{d\zeta}{dt} = u_s \quad (6.55)$$

dove  $u_s$  è la velocità di avanzamento orizzontale della linea di riva. La condizione cinematica del movimento della linea di riva in forma differenziale è:

$$\frac{du_s}{dt} = -g \frac{\partial \zeta_s}{\partial x} \quad (6.56)$$

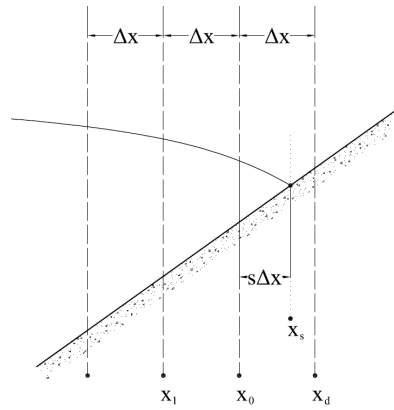


Figura 6.5 - Schema per le definizioni

dove  $\zeta_s$  è la sopraelevazione d'onda. L'assunto dell'equazione 6.57 è che la posizione della linea di riva è un singolo valore di una funzione continua di coordinate  $x$  al tempo  $t$ . Nel modello utilizzato il termine di attrito al fondo è valutato secondo l'espressione (Lo Re *et al.*, 2011):

$$\frac{du_s}{dt} = -g \frac{\partial \zeta_s}{\partial x} \Big|_s + F^{fric} \quad (6.57)$$

dove  $\partial \zeta / \partial x \Big|_s$  è la derivata della superficie calcolata nella linea di riva. Come è noto quando il valore  $F^{fric}$  diventa troppo grande, a causa dei bassi fondali viene utilizzato un valore di soglia prefissato. Nel caso di Lido Signorino la dipendenza dal fondale viene trascurata e l'attrito viene considerato come una funzione quadratica della velocità media lungo la verticale, secondo la:

$$F^{fric} = C_f \cdot \bar{u} \cdot |\bar{u}| \quad (6.58)$$

dove  $C_f$  è un coefficiente che nel caso del presente lavoro è stato assunto  $-5 \text{ m}^{-1}$  come nel lavoro di Lo Re *et al.* (2011).

Come è possibile vedere in figura 6.5, con questo modello, sono state definite le seguenti quantità:

- $\Delta x$  - distanza tra due punti griglia;
- $x_d$  - primo punto asciutto della griglia;
- $x_0$  - ultimo punto bagnato della griglia;
- $x_l$  - penultimo punto bagnato della griglia;
- $x_s$  - Posizione della linea di riva;
- $s = (x_s - x_0) / \Delta x$

## 6.10 Azione delle maree

Allo scopo di ricostruire la marea astronomica relativa alla spiaggia di Lido Signorino sono state utilizzate le misure dell'unico mareografo presente nelle vicinanze (distante circa 100 km), ossia quello di Porto Empedocle. Queste misure (dal 1999 al 2009) sono state necessarie per l'analisi armonica delle maree attraverso l'uso del modello T\_TIDE (Pawlowicz *et al.*, 2002). Questo modello ricava le costanti armoniche con un metodo di regressione lineare ai minimi quadrati e stima con accurati metodi statistici, gli errori della regressione. Il *software* T\_TIDE è un pacchetto scritto nel linguaggio di programmazione dell'ambiente di calcolo numerico MATLAB. Il pacchetto è formato dalle seguenti *routines*: *t\_astron*, *t\_getconsts*, *t\_tide*, *t\_vuf* e *t\_predic*. Il modello consiste nella definizione di una funzione (*function*), detta appunto *t\_tide*, che ha come *input* i dati mareografici (*xin*) e come *output* i livelli della marea astronomica ricostruita (*xout*), ed inoltre i nomi (*nameu*), le frequenze (*fu*) e le costanti armoniche (*tidecon*) delle componenti astronomiche scelte per la ricostruzione.

T\_TIDE esprime il livello del mare come:

$$x(t) = b_0 + \sum_{i=1}^N \{A_i \cos[\sigma_i(t) \cdot t] - B_i \sin[\sigma_i(t) \cdot t]\} \quad (6.59)$$

Dove i valori di  $b_0$ ,  $A_i$  e  $B_i$  sono ricavati con il metodo dei minimi quadrati. Indicando con  $M$  il numero delle osservazioni e con  $y(t_k)$  la misura del livello del mare, la differenza fra il livello calcolato e quello misurato è fornito dalla:

$$E = \sum_{k=1}^M |x(t_k) - y(t_k)|^2 = \|Ta - y\|^2 = 0 \quad (6.60)$$

I coefficienti  $b_0$ ,  $A_i$  e  $B_i$  sono disposti nel vettore  $a$  che viene ricavato con una semplice operazione matriciale:

$$a = T / y \quad (6.61)$$

dove  $T$  è una matrice  $M \times (2N+1)$  che contiene i termini noti. Le ampiezze delle componenti sono state ricavate dai coefficienti  $A_i$  e  $B_i$ . A questo punto del calcolo, il modello analizza il rumore, cioè la differenza tra la serie di livelli marini simulata in questo stadio e la serie di dati mareografici misurati, con un'analisi spettrale che permette di stimare gli errori in  $A_i$  e  $B_i$  dovuti alla presenza di componenti con frequenza  $f < a/N\Delta t$ . Dagli errori ricavati sono state calcolate delle correzioni da applicare successivamente alle ampiezze e alle fasi di ogni componente. Questa operazione può essere effettuata in due modi, a seconda del valore della variabile di *input error*, che può essere pari a *cboot* o *linear*. Nel primo caso viene utilizzato il metodo *bootstrap* cioè una tecnica di ricampionamento per approssimare la distribuzione campionaria statistica di una variabile quando non se ne conosce la distribuzione reale. Nel secondo caso, le correzioni vengono determinate mediante una funzione lineare delle varianze di  $A_i$  e  $B_i$ . Conclusa la valutazione delle costanti armoniche, è stata svolta una simulazione della marea relativa al periodo di rilevazione delle misure mareografiche. Anche in questa



fase, è stato possibile scegliere le componenti da utilizzare ed in particolare ciò è avvenuto sulla base del fattore  $SNR$  (*signal-to-noise power ratio*) definito come segue:

$$SNR = \left( \frac{Amp}{Amp\_err} \right)^2 \quad (6.62)$$

dove  $Amp$  è l'ampiezza della costituente e  $Amp\_err$  è l'errore dell'ampiezza valutata mediante gli intervalli di confidenza. Specificando il valore numerico della variabile di *input synthesis* (di *default* pari a 2), si imposta un valore soglia di  $SNR$ : la simulazione è stata effettuata con quelle componenti che presentano un  $SNR$  maggiore del valore impostato di *synthesis*. L'output del modello è un file di testo, nel quale sono riportate tutte le opzioni di input scelte, il numero delle osservazioni totali e di quelle relative a misure di livello marino "valide" (valori diversi da NaN), la data iniziale della serie di livelli misurati, il valore del coefficiente  $b_0$  e una tabella con le componenti, utilizzate per la ricostruzione dell'onda, con le relative ampiezze, le fasi e gli errori di queste ultime. Inoltre, il modello fornisce quattro *output* grafici: il livello marino misurato, il livello marino simulato (con le costanti armoniche ricavate e il rumore), le ampiezze di tutte le componenti utilizzate nella ricostruzione in funzione della frequenza e infine le fasi di tutte le componenti utilizzate nella simulazione della marea, anch'esse in funzione della frequenza.



## Capitolo 7

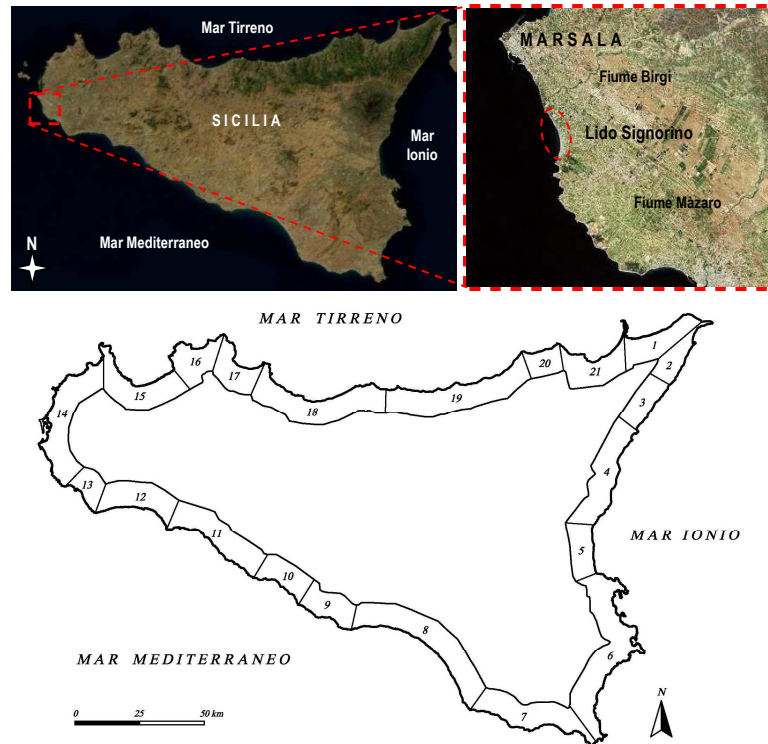
# Caso studio: la spiaggia di Lido Signorino

### 7.1 Ambiente fisico

Per l'applicazione del metodo proposto è stata scelta una delle numerose spiagge dissipative siciliane. Dato che il metodo per l'individuazione della posizione della linea di riva trascurava il trasporto solido e le correnti litoranee, l'esigenza principale della ricerca del sito, è stata quella di avere una spiaggia che non avesse sensibili disequilibri sedimentari e che mantenesse praticamente invariate le condizioni batimetriche. Naturalmente oltre a questa necessità, per evidenziare le problematiche legate al posizionamento della linea di riva è stata cercata una spiaggia fortemente antropizzata ma che mantenesse inalterati alcuni aspetti morfologici caratteristici ai fini della ricerca. Tutti questi fattori hanno ridotto il numero delle potenziali spiagge da scegliere a poche unità ricadenti in Sicilia occidentale.

La spiaggia individuata e oggetto delle nostre ricerche prende il nome da uno dei lidi storici del luogo, *Lido Signorino* appartiene amministrativamente al Comune di Marsala, mentre dal punto di vista geomorfologico ricade all'interno dell'Unità Fisiografica siciliana n.14. Il tratto di costa in studio è compreso tra il Bacino idrografico del fiume Birgi ed il bacino idrografico del fiume Mazarò (figura 7.1).

La costa marsalese appartiene geologicamente alla "*Pianura costiera di Marsala - Mazara del Vallo*". Quest'ultima ha direzione di allungamento NO-SE ed è lievemente degradante verso mare (direzione NE-SO). La fascia costiera di questa zona, è in generale caratterizzata da lineamenti morfologici pressoché costanti e regolari, tipici delle ampie pianure costiere modellate dall'azione del mare nel periodo Quaternario. Tali superfici pianeggianti, soltanto nelle aree più interne, lasciano il posto a morfologie di tipo collinare, ma sempre con rilievi molto modesti e con pendenze molto blande. Le quote maggiori, prossime ai 250 m s.l.m., si riscontrano all'estremità nord-orientale della suddetta piana, tali quote decrescono verso ovest e verso sud molto gradualmente con pendenze comprese prevalentemente tra 0-10%.



**Figura 7.1** - In alto inquadramento geografico della costa studiata. In basso le unità fisiografiche siciliane.

La piana si presenta debolmente ondulata; la sua monotonia è interrotta dalla presenza dei corsi d'acqua, dalle cave a fossa e in galleria, un tempo utilizzate per l'estrazione di conchi di calcarenite bioclastica (quaternaria), e dagli orli dei terrazzi che si sono determinati in seguito alle varie fasi di eustatismo quaternario, legate all'alternanza di fasi glaciali e interglaciali. La suddivisione e classificazione dei terrazzi marini è stata proposta da Ruggieri *et al.*, nel 1977, i quali distinguono un Gran Terrazzo Superiore (G.T.S) ed una serie di terrazzi di età compresa tra il Pleistocene medio ed il Tirreniano. A tal proposito, in seguito ad una fase trasgressiva del Pleistocene medio, si depose sulle *Calcareniti di Marsala* una placca calcarenitico-sabbiosa alla quale Ruggieri e Unti, (1975) diedero il nome di *Grande Terrazzo Superiore* (G.T.S.). Compresi tra il G.T.S. e un terrazzo attribuito al Versiliano (oggi sommerso dal mare), sono stati individuati sette ordini di terrazzi (D'Angelo e Vernuccio, 1996), che sono stati classificati in funzione della loro quota (dal più antico al più recente: 3 m, 10 m, 20 m, 30 m, 50 m, 75 m, 100 m e G.T.S.). La loro identificazione ha tenuto conto del fatto che ciascuno di essi può essere rappresentato da un gradino morfologico, da una piattaforma di abrasione e dall'individuazione di antiche linee di riva. In tal senso si può capire come la linea di costa sia potuta variare negli ultimi periodi geologici.



**Figura 7.2** - A sinistra particolare dell'immagine aerea acquisita dal volo 1989, dove è visibile la barriera frangiflutti prima delle operazioni di colmata. A destra immagine aerea relativa al volo 2005 con la barriera frangiflutti durante la colmata.

La spiaggia in studio è facilmente raggiungibile dalla vicina strada provinciale (SP) litoranea 21. Parallelamente alla strada statale 115 è presente la linea ferrata Trapani - Castelvetro - Palermo, che comunque svolge un ruolo molto modesto nell'economia dei trasporti comunali, a causa dello stato di abbandono in cui versa. La Strada Provinciale 21 in prossimità del centro abitato di Marsala negli anni passati è stata oggetto di numerosi interventi di manutenzione straordinaria a seguito dell'azione del moto ondoso che aggredendo le fondazioni, ne ha minacciato la stabilità.

Negli anni '80 per questo motivo è stata realizzata una barriera frangiflutti, che da un lato ha garantito la protezione, dall'altro ha avuto un impatto ambientale considerevole. In particolare la Posidonia Oceanica trascinata dal moto ondoso rimaneva intrappolata tra i frangiflutti e la costa, in questo modo quando andava in putrefazione produceva cattivi odori. Per recuperare, dal punto di vista ambientale, questi tratti di costa la Provincia Regionale di Trapani, ha colmato le aree comprese tra la linea di riva e la barriera frangiflutti con inerti e fanghi essiccati provenienti dall'escavazione dei fondali del porto di Marsala (Figura 7.2).

Seguendo la Strada Provinciale 21 in direzione sud da Marsala, verso il centro abitato di Petrosino, si può costeggiare tutta la spiaggia di Lido signorino. Tuttavia dalla strada la spiaggia non è visibile a causa di un'intensa urbanizzazione avvenuta nel corso degli ultimi decenni.

## 7.2 Geologia

La Sicilia occidentale più precisamente la fascia costiera compresa tra Trapani e Mazara del Vallo (figura 7.3), è caratterizzata da estesi affioramenti di depositi Pleistocenici. Il Pleistocene inferiore è caratterizzato da una potente formazione calcarenitica nota come *Calcarenite di Marsala* attribuita all'Emiliano II - Siciliano. Questa formazione è in discordanza sui terreni della *Formazione Marnoso Arenacea della Valle del Belice* ed è disposta secondo una monoclinale la cui giacitura ha inclinazione di circa 10°. Questa formazione, di regola con giacitura sub-orizzontale, in alcuni casi raggiunge pendenze di alcune decine di gradi, non sempre giustificate dalle modalità deposizionali. Per questo motivo tale giacitura è da attribuire anche alla tettonica post siciliana che ha causato un generale sollevamento di tutta l'area. Nel Pleistocene medio inizia, con la fine della *Regressione Romana* un periodo di formazione di terrazzi marini, il più ampio dei quali è stato denominato *Grande Terrazzo Superiore* (GTS).

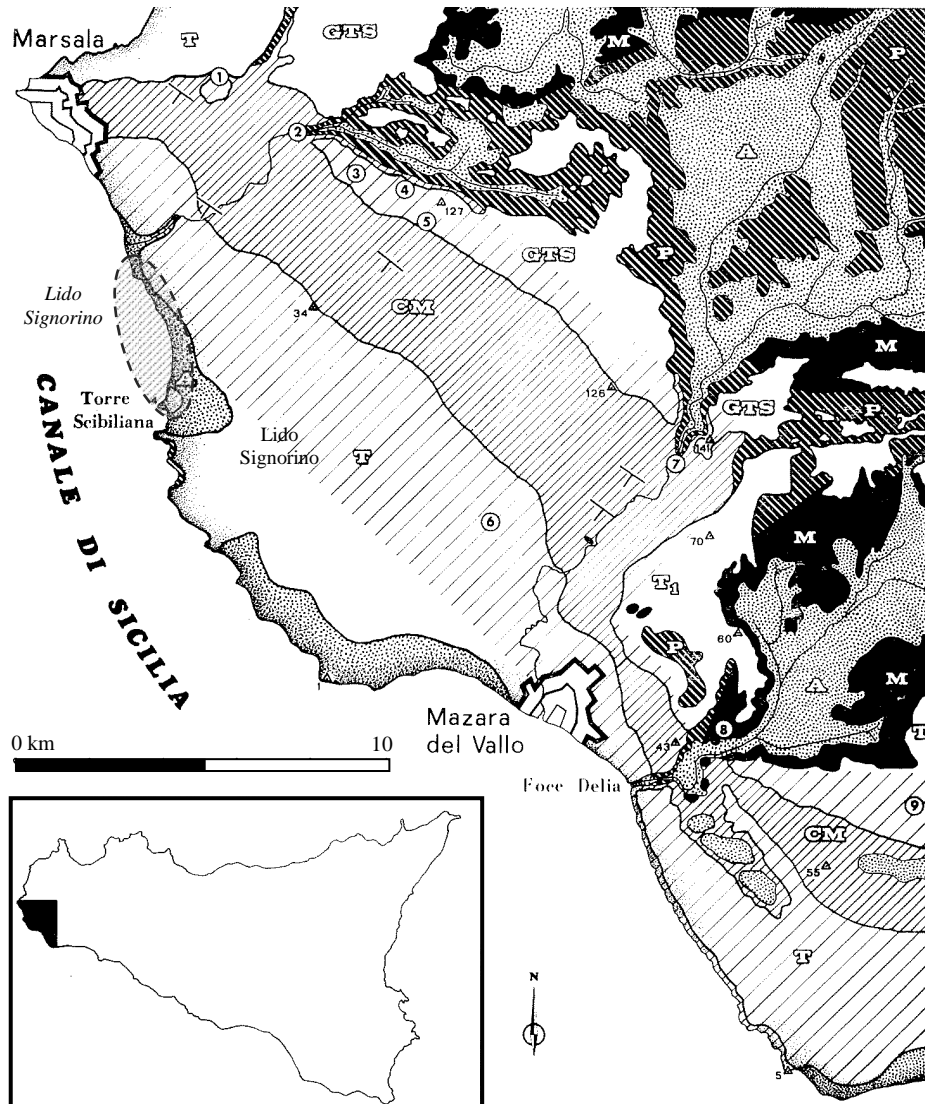
Il ritrovamento di faune calde del Tirreniano ha consentito di attribuire, in modo sufficientemente attendibile, alcuni sedimenti in prossimità dell'attuale linea di costa. La concomitanza dei fenomeni eustatici, strettamente legati all'alternarsi di periodi glaciali ed interglaciali e di un lento sollevamento da imputare alla tettonica pleistocenica, ha prodotto la formazione di una successione di terrazzi marini presumibilmente legati agli ultimi 650.000 anni. La correlazione tra i vari orli di terrazzi e tra questi e le piattaforme di abrasione, non sempre appare univoca. L'età dei singoli eventi risulta difficile da stabilire per la generale povertà nel contenuto faunistico dei depositi calcarenitici e per la mancanza di datazioni assolute.

La correlazione dei terrazzi dei vari ordini, con le analisi isotopiche relative ai massimi interglaciali, ha consentito con buona approssimazione di valutare l'età di formazione di ogni terrazzo, fornendo utili indicazioni sulla evoluzione paleogeografica di quest'area durante il Pliocene medio superiore.

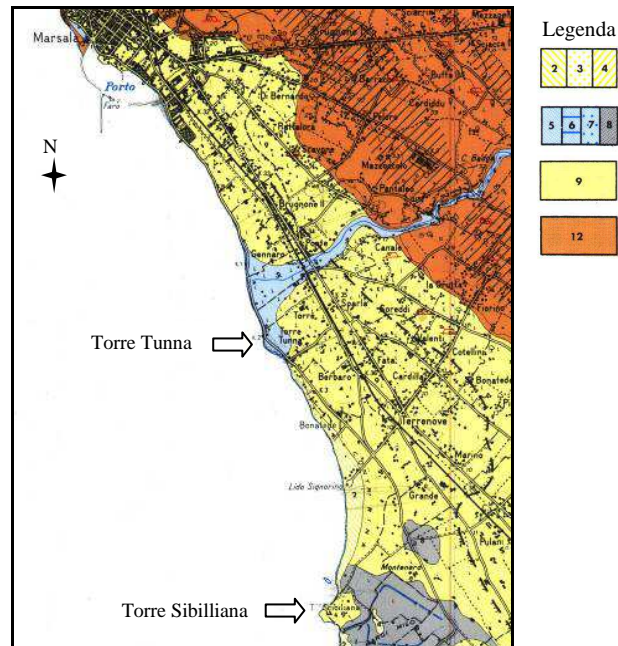
Dal Punto di vista tettonico, gli aspetti più evidenti si osservano nell'area settentrionale della pianura costiera, interessata da un sistema di pieghe con asse disposto E-W. I depositi quaternari, presentano giacitura generalmente sub-orizzontale, avendo subito solo gli effetti della tettonica post-siciliana, che in quest'area si evidenziano con un sollevamento generale.

Nel Tortoniano medio la fascia costiera è stata oggetto di un episodio plicativo che ha tettonizzato le varie unità plastiche e ha provocato il sollevamento di ampie aree situate a settentrione di tale area. Successivamente nel Messiniano superiore si sono interrotte le comunicazioni tra il Mediterraneo e l'Atlantico, comportando la deposizione della serie evaporitica (gessi, presenti limitatamente in affioramento nell'area in esame).

Successivamente con l'inizio del Pliocene, si ristabiliscono le comunicazioni tra il bacino del Mediterraneo e l'Atlantico e si verifica una *trasgressione marina*, che da luogo alla sedimentazione dei *trubi* per tutto il Pliocene inferiore. In seguito, a metà del Pliocene, un'ulteriore fase tettonica (tettonica medio Pliocenica), porta al piegamento



**Figura 7.3** - Schema geologico della pianura costiera fra Marsala e Mazara del Vallo. M) Miocene medio superiore; P) Pliocene inferiore in facies di Trubi; CM) calcareniti di Marsala; GTS) Grande Terrazzo Superiore; T1) Terrazzo intermedio; T) Sistema di terrazzi del Tirreniano (Il tratteggio indica l'estensione della Calcareniti di Marsala quale substrato di questo sistema di terrazzi); A) Alluvioni, depositi costieri e dunali. Le coperture di detrito di falda non sono state segnate. I cerchi numerati indicano punti di particolare importanza e/o località fossilifere, e precisamente: 1) sezione terrazzo intermedio e del substrato a Madonna Alto; 2) sezione Chirico; 3) pozzo località Digerbato; 4) affioramento di località Baglio Grande; 5) pozzo località Ciavolo; 6) pozzo di Contrada Bianca; 7) sezione di Ciantrato; 8) affioramento di Sabeliano di Contrada Grieni; 9) sezione della cava di Piano Messina (da Ruggeri *et. al.* 1975). Nel cerchio con campitura a tratto è segnata la posizione della spiaggia di Lido Signorino.



**Figura 7.4** - Carta geologica Foglio 617 "Marsala". U. D'Angelo & S. Vernuccio - 1996. (2) sabbie costiere; (3) dune marine; (4) dune fluviali; (5) alluvioni recenti e antiche terrazzate in più ordini; (6) depositi eluviali e colluviali; (7) depositi palustri costituiti da terre nere; (8) depositi palustri costituiti da argille più o meno sabbiose; (9) depositi terrazzati di età compresa tra 0 e 35 m con superfici riconducibili a 2 principali ordini di terrazzi marini, costituiti da calcareniti di colore giallo paglierino a terra di siena di spessore decimetrico, ricchi in faune banali (Gasteropodi, Lamellibranchi, Briozoi, ecc.), Tirreniano; (12) calcarenite inferiormente tenera e giallastra con lenti sabbiose argillose, mentre superiormente è più compatta, Emiliano II - Siciliano.

dei trubi e dei terreni sottostanti, con ripresa dell'erosione continentale e sedimentazione della Formazione marnoso arenacea della Valle del Belice per tutto il restante Pliocene superiore. Alla fine dell'Emiliano si registra un'ampia trasgressione marina che dà luogo alla sedimentazione della calcarenite di Marsala, interrotta alla fine del Siciliano da una fase di sollevamento (fase tettonica distensiva). A quest'ultima fase tettonica è seguita un periodo di stasi, interrotta nel Pleistocene superiore da una nuova trasgressione marina, nel corso della quale il mare ha spianato una larga fascia contigua alla costa, rimodellata e spianata in seguito all'azione degli agenti morfogenetici, dando luogo prima al G.T.S. e poi ad una successione di terrazzi, gli ultimi dei quali sono al di sotto dell'attuale livello del mare. Infine la presenza sotto l'attuale livello del mare di terrazzi del Versaliano chiarisce come la fase di sollevamento si sia conclusa con il Pleistocene, dopo il quale è iniziato un lento abbassamento che continua a tutt'oggi.

La stratigrafia dell'area costiera marsalese è caratterizzata dal basso verso l'alto, in ordine di deposizione:

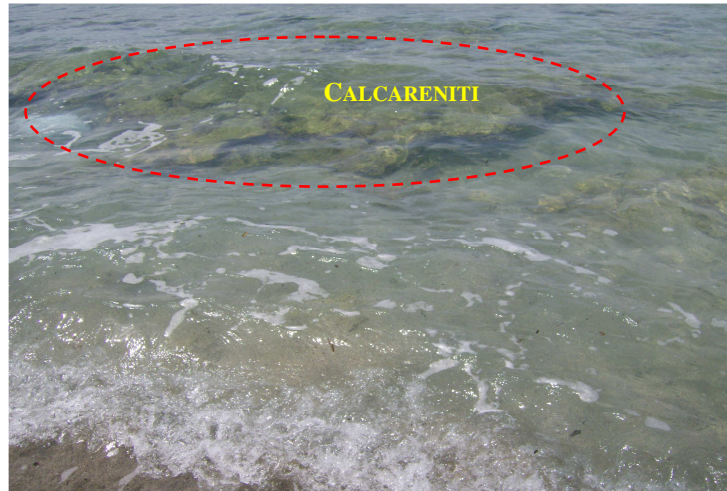
- Formazione Cozzo Terravecchia (Tortoniano sup. - Messiniano inf.), costituita da depositi terrigeni argilloso-marnosi e argilloso-sabbiosi con rare intercalazioni di livelli sabbiosi e conglomeratici di apporto deltizio. Affiora in maniera estesa ai confini esterni della piana di Marsala-Mazara del Vallo;



Sabbie costiere (Olocene)	Complesso calcarenitico superiore
Terrazzi marini (Pleistocene superiore)	
Formazione delle Calcareniti di Marsala (Pleistocene inf.)	
Calcareniti e calciruditi	Formazione Marnoso Arenacea della Valle del Belice (Pliocene superiore)
Argille sabbioso - marnose e limi argilloso -sabbiosi	
Arenarie, marnose e calcareniti	
Marnose, calcari marnosi e argille marnose	Trubi
Gessi selenitici	Serie Gessoso-Solfifera (Messiniano superiore)
Marnose	
Gessoruditi, gessoareniti, gessopeliti e marnose	
Argille marnose e sabbiose	Formazione Terravecchia (Tortoniano sup. Messiniano inf.)

**Figura 7.5** - Stratigrafia e unità idrogeologiche relative all'area in studio (Bonanno *et al.* 2000)

- Dalla Serie Gessoso Solfifera (Messiniano sup.), costituita da calcari evaporitici, gessi selenitici, gessoareniti e gessopeliti, sottilmente stratificati e talora fratturati e carsificati. Affiora a sud della pianura costiera in studio, e in piccoli lembi nella parte più meridionale in corrispondenza del Fiume Delia;
- Dai Trubi (Pliocene inf.), in trasgressione sulla successione evaporitica, costituiti da marnose bianche a foraminiferi, calcari marnosi e argille marnose;
- Dalla Formazione Marnoso Arenacea della Valle del Belice (Pliocene medio-sup.), in discordanza angolare sui Trubi, costituita da depositi terrigeni e torbiditici, caratterizzati nella parte alta da calcareniti e calciruditi, passanti verso il basso ad argille sabbiose, argille marnose e limi argilloso-sabbiosi, disposti spesso in livelli discontinui, e successivamente, ancora ad arenaria e calcareniti;
- Dalla Formazione delle Calcareniti di Marsala (Pleistocene inf.), costituite, nella parte inferiore, da un'alternanza di calcareniti giallastre tenere, sabina-argillose fini e grossolane con livelli di argille sabbiose. La parte alta è invece, costituita da calcareniti ben cementate e con granulometria piuttosto omogenea;



**Figura 7.6** - Affioramento, in prossimità della battigia, di calcareniti a giacitura sub orizzontale (a nord di Lido Signorino).

- Da arenarie e conglomerati poligenici disposti in diversi ordini di terrazzi marini (Crotoniano e Tirreniano);
- Da sabbie costiere e argille sabbiose afferenti a depositi di costa, lacustri e fluviali (Olocene).

I depositi sabbiosi che si rinvencono a Lido Signorino sono caratterizzati da sabbie fini con primi accenni di diagenesi (tranne in località Torre Sibilliana). Diversi autori ipotizzano che questi sedimenti si possano collegare alla Calcarenite di Marsala.

In località Torre Tunna e anche vicino il Lido Pakeka queste litologie affiorano sotto le sabbie in un basamento con giacitura sub-orizzontale. Le sabbie della spiaggia di Lido signorino in contrada Torre Sibilliana lasciano il posto agli affioramenti di calcarenite. Da studi di letteratura, la misura del peso specifico della calcarenite (eseguita con il metodo del volumenometro), ha mostrato valori compresi fra  $2,73 \text{ t/m}^3$  e  $2,75 \text{ t/m}^3$ , con un valore medio di circa  $2,74 \text{ t/m}^3$ , valore leggermente più alto del peso specifico del carbonato di calcio ( $2,71 \text{ t/m}^3$ ). Invece i valori del peso secco dell'unità di volume sono risultati variabili tra  $1,20 \text{ t/m}^3$  e  $1,63 \text{ t/m}^3$ . La porosità del materiale risulta, conseguentemente molto elevata, rispettivamente compresa negli intervalli  $42\% \div 55\%$  e  $40\% \div 43\%$ . L'indice di arrotondamento dei granuli nella calcarenite è alto, mentre l'indice di sfericità è talora ridotto per la presenza di frammenti bioclastici allungati. La tessitura è descritta quantitativamente dall'indice di addensamento (PA) e dal contatto dei grani (GC). Il primo fornisce informazioni sulla disposizione spaziale dei grani e si articola in due indici *packing proximity* che dà informazioni sul numero percentuale di contatti che il singolo grano, ha con grani adiacenti disposti lungo la medesima direzione. Il secondo indice denominato *packing density* dà informazioni sullo spazio occupato dai grani in una data area. Tutte le misure vengono eseguite su sezioni sottili esaminate al microscopio ottico. La tessitura è caratterizzata da valori di PA variabili

nell'intervallo 41,20 % e 74,2%, mentre le misure del GC forniscono un valore medio pari al 24,3 %.

### 7.3 Geomorfologia

L'area costiera in studio e il suo immediato entroterra, sono caratterizzati da differenti litologie, interessate da un'evoluzione tettonica diversificata che ha determinato una varietà di morfosculture. Per tale ragione in quest'area si possono osservare zone sub-pianeggianti legate agli affioramenti argillosi, aree a carattere collinare medio-basse in corrispondenza dei depositi calcarenitici terrazzati e zone più aspre e articolate con versanti ripidi e scoscesi, laddove si trovano i depositi calcarei e calcareo-marnosi (zona settentrionale della piana). Nelle aree collinari le forme più frequenti sono quelle legate ai processi carsici (doline, grotte, inghiottitoi, ecc.) o quelli legati ai processi di degrado di versante, con falde di detrito, frane di crollo e spianate di erosione. Le "terre rosse", suolo di origine calcarea (molto fertile) e diffuso nelle aree più interne, in prossimità della costa lascia il posto alle "sciare", costituite da un caratteristico crostone calcarenitico, un tempo ricoperto da una macchia bassa a palma nana e oggi parzialmente distrutto dalla presenza delle cave ormai inattive.

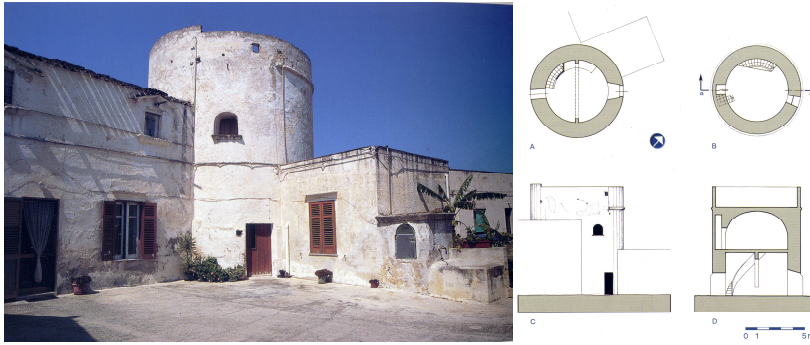
La costa sub-pianeggiante si è formata per azione di modellamento realizzato ad opera dell'azione erosiva del mare e delle acque meteoriche superficiali. Il litorale oggetto di studio è costituito da una spiaggia ampia sabbiosa, stabile dal punto di vista erosivo, racchiusa tra due promontori a costa rocciosa bassa (calcareniti) e con morfologia tabulare e terrazzata. Lido Signorino è una spiaggia, dissipativa, a debole pendenza, con un'estensione N-S di circa 3,5 km (figura 7.3). Ricade a sud della città di Marsala (37°49'20,28" N, 12°29'25,80" E), tra due promontori sui quali si trovano due torri di avvistamento del XVI sec., in particolare Torre Tunna (figura 7.4) e Torre Sibilliana (figura 7.5). La spiaggia, anche se oggi è molto antropizzata (luogo di residenza estiva), mantiene ancora molti dei suoi caratteri geomorfologici distintivi (cordone dunale, piede della duna, linea della vegetazione ecc.).

Nelle zone vicine alla spiaggia, dove la costa è bassa e rocciosa, si verificano fenomeni di crollo causati dall'azione erosiva delle onde del mare. Tale erosione favorisce il crollo dei livelli di rocce calcarenitiche più cementati che a causa dello scalzamento della frazione più incoerente (sabbiosa) sottostante, restano via via in posizione più aggettante, fino a fratturarsi e franare a mare. Si tratta comunque di fenomeni piuttosto gradualmente e dunque non particolarmente pericolosi, anche se in alcuni casi il progressivo arretramento dei fronti è arrivato a lambire alcuni tratti delle strade litoranee, che si sviluppano immediatamente a ridosso della costa.

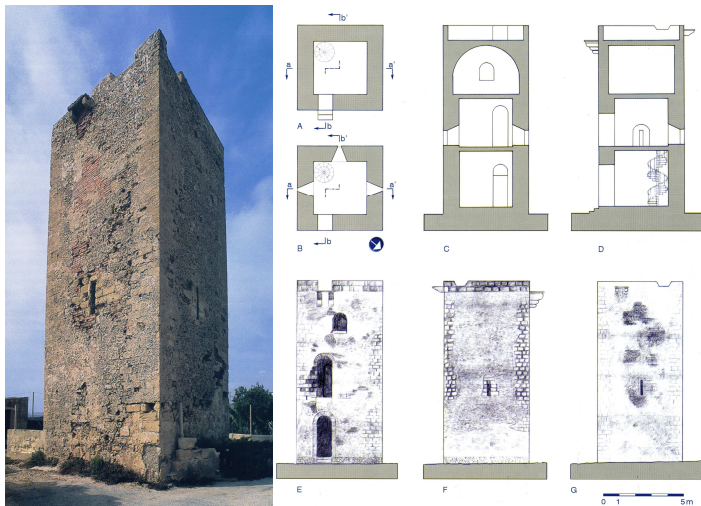
L'area tra la città di Marsala e la spiaggia di Lido Signorino, è drenata superficialmente da alcuni fossi e linee di impluvio di scarsa importanza mentre l'unico impluvio di una certa rilevanza è la fiumara di Marsala o Fiume Sossio. Si tratta di una fiumara che sottende un bacino di circa 31 km<sup>2</sup> e che si sviluppa per 15 km di lunghezza attraversando, con direzione prevalente E-W, la porzione centro meridionale del territorio comunale di Marsala. A sud della spiaggia nella zona di Torre Sibilliana in passato erano presenti aree umide soprannominate "margi". Oggi, tali zone, generate dall'innalzamento della piezometrica della falda, risultano del tutto asciutte.



**Figura 7.7** - Ubicazione della spiaggia in studio. L'immagine aerea è conosciuta con il nome Volo Italia 2000, mentre la ripresa di quest'immagine è del 13 maggio 1999.



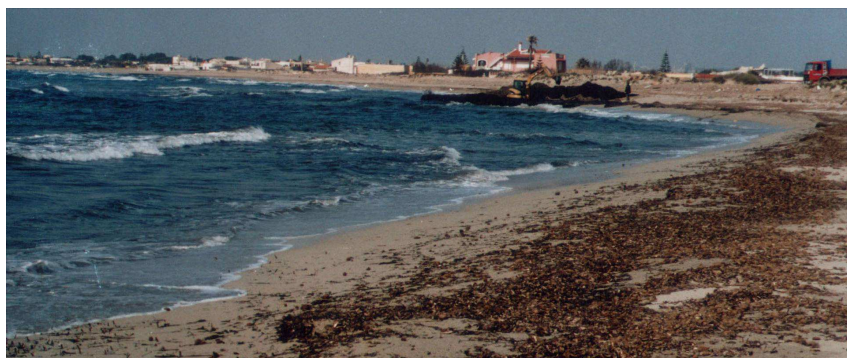
**Figura 7.8** - Torre Tunna o Tonna ( $37^{\circ}45'32,26''N$ ,  $12^{\circ}27'40,00''E$ ), si trova a 2 m s.l.m. e a circa 300 m dal litorale caratterizzato da una spiaggia sabbiosa. Verso l'entroterra il paesaggio è contraddistinto da distese pianeggianti di terreni coltivati a vigneto. La torre è posta in zona Barbarello sul lungomare Marsala-Petrosino; raggiungibile percorrendo la strada costiera da Marsala, direzione Petrosino, superando il km 2 e girando a sinistra per una strada che collega il lungomare con la via oggi definita Mazara Vecchia; immediatamente sulla sinistra si scorge tra un agglomerato di case la torre a cui si giunge tramite una via secondaria. L'uso attuale di questa torre è privato e il suo stato è buono. A destra sono mostrati i rilievi svolti da Aprile, Corona, Donzelli del 1978-1979. A - pianta piano terra; B - pianta copertura; C - prospetto NE; D - sezione a-a').



**Figura 7.9** - Torre Sibilliana o Sibiliana; altre varianti del nome sono Sibilina e torre Sibellina, posta in zona pianeggiante (4 m s.l.m.), lungo il litorale fra il Lido Signorino (Marsala) e il lido Piscione (Petrosino); facilmente raggiungibile dalla strada provinciale in direzione Marsala-Petrosino, girando a destra al km 38,400 e proseguendo fino al mare. La torre è privata e le sue condizioni sono discrete. A destra sono mostrati i rilievi svolti da Bruno, Cellura, Sutura 1981-1982. A - Pianta; B - Pianta piano primo; C - sezione a-a'; D - sezione b-b'; E - prospetto NE; F - prospetto SE; G - prospetto SO.



**Figura 7.10** - La spiaggia Lido Signorino vista dal promontorio di Torre Tunna (immagine del 22-04-2010).



**Figura 7.11** - Operazione di rimozione dei cumuli di Posidonia spiaggiata (marzo 2005).



**Figura 7.12** - Edifici e stabilimento balneare realizzati a sud di Lido Pakeka. La ripresa fotografica eseguita dal cordone dunale (giugno 2010).

La presenza di numerose abitazioni e strutture balneari non è uniforme lungo tutto il litorale, ma varia diminuendo significativamente da nord verso sud. In particolare a nord, in alcuni tratti, le recinzioni delle abitazioni private lambiscono il mare, mentre a sud anche se più arretrate, le stesse, si addossano al piede retrodunale.

Il profilo di spiaggia varia stagionalmente, sia durante i mesi estivi che invernali, a causa del cambiamento dell'energia del moto ondoso. Il profilo della spiaggia è più alto durante l'estate a causa del leggero moto ondoso tipico di questa stagione. Al contrario, il profilo nel periodo invernale risulta più basso e ciò a causa dell'alta energia delle mareggiate. In questo periodo il sedimento viene asportato alla spiaggia emersa e depositato soprattutto lungo le barre sommerse longitudinali alla linea di riva.

La spiaggia di Lido Signorino è soggetta da sempre a venti molto intensi che hanno influenzato direttamente il profilo caratteristico del litorale erodendo le parti emerse, sollevando, trasportando ed accumulando selettivamente sedimenti leggeri sino a formare il cordone dunale. L'eccessivo utilizzo della costa per insediamenti e attività economiche, ha portato all'estensione dei fronti edificati, spingendoli sempre più verso la battigia, producendo uno smantellamento delle dune costiere, naturali serbatoi di sabbia. Le dune negli anni cinquanta apparivano uniformemente distribuite, lungo tutto il litorale, con altezze fino a 5 m, oggi invece rimangono parzialmente indisturbate solo nel settore meridionale della spiaggia, con altezze che mediamente raggiungono i 2,5 m. Dal piede della duna la vegetazione è costituita solo da specie a ciclo breve: sono piante che germinano in autunno oppure alla fine dell'inverno ed hanno un ciclo di vita breve che a volte dura 1-2 mesi, nel quale compiono la fioritura, producono frutti e quindi si seccano. La specie più comune è il ravastrello marittimo (*Cakile maritima*). Nella fascia un po' più arretrata ci sono le graminacee perenni come l'*Ammophila littoralis*, che diffondendosi avviano il processo di formazione della duna.

Allo scopo di studiare dettagliatamente la spiaggia si è scelto di suddividerla in 25 transetti delimitati da 26 profili. Descrivendo la spiaggia da nord a sud il primo settore che si incontra (vicino il profilo n.26) è quello nel quale ricade lo stabilimento balneare Lido Pakeka (figura 7.10). In questa zona sono molto diffusi i depositi di *Posidonia* spiaggiata che si accumula durante il periodo invernale durante le mareggiate (figura 7.11). In questa parte di spiaggia le dune sono state del tutto smantellate per lasciare spazio alle strutture abitative private e agli stabilimenti balneari stagionali (figura 7.12). Il profilo della spiaggia in questo settore, ha un'ampiezza planimetrica di circa 10 m in corrispondenza dello stabilimento, mentre procedendo in direzione sud verso il profilo n. 24 la sua larghezza aumenta raggiungendo i 30 m circa (figura 7.13). La pendenza media in questo settore è di circa 3 gradi. Percorrendo il litorale sempre in direzione sud, (vicino al profilo n.17) la larghezza della spiaggia diminuisce moltissimo, infatti in questa zona le recinzioni delle abitazioni private lambiscono addirittura la battigia (figura 7.14). Dal profilo 16 al profilo 10 la spiaggia risente meno della pressione antropica aumentando nuovamente la sua larghezza planimetrica. Tuttavia in questo tratto di spiaggia l'apparato dunale risente della presenza delle abitazioni fino ad essere totalmente assente in alcune zone (figura 7.15 vicino al profilo 15). La spiaggia si mantiene con queste caratteristiche fino al profilo n. 10 dove si trova il lido da cui tra origine il nome della spiaggia. Si tratta di una struttura balneare che, come del resto molte altre, è una struttura storica del litorale in studio (figura 7.16).



**Figura 7.13** - La spiaggia vicino il profilo n.15. In questa zona la larghezza della spiaggia diminuisce rapidamente fino ad annullarsi.

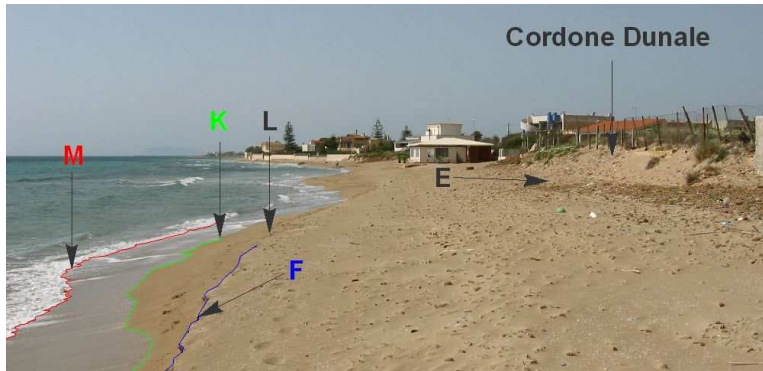


**Figura 7.14** - La spiaggia risente moltissimo della pressione antropica fino ad essere del tutto occupata da abitazioni private.



**Figura 7.15** - Le dune (in prossimità del profilo 15) inglobano i muri perimetrali delle abitazioni private.





**Figura 7.16** - La spiaggia nelle vicinanze del profilo n. 12 anche se soggetta a forte pressione antropica mantiene molti dei suoi morfotipi. M) linea di riva istantanea; K) limite asciutto bagnato; F) berma emersa; E) piede di duna; L) linea di risorgenza.



**Figura 7.17** - Lido signorino (profilo n. 10). Il Lido, da cui prende il nome la spiaggia.



**Figura 7.18** - La spiaggia a sud (dal profilo 9) è molto ampia e da questo settore si può riconoscere in modo molto evidente la berma emersa.



**Figura 7.19** - In prossimità del profilo n. 7, la spiaggia è libera da strutture abitative e per tale motivo si possono distinguere tutti i morfotipi caratteristici.



**Figura 7.20** - Vicino al profilo n. 1 il litorale da spiaggia muta in costa bassa e rocciosa. Nell'immagine si distingue l'isolotto del promontorio di Torre Sibilliana (calcareniti a giacitura sub-orizzontale).

In tale zona il profilo della spiaggia ha un'inclinazione di circa  $5^\circ$  e il cordone dunale è facilmente distinguibile ad eccezione del tratto in cui ricade il lido.

La spiaggia dal profilo n.9, è in buone condizioni e mostra da questo punto in poi a berma emersa con altezza compresa tra 0,30 m a 0,60 m (figura 7.17). Da questo punto in poi la spiaggia risente meno della pressione antropica conservando con più continuità i diversi morfotipi (figura 7.18). Sono distinguibili chiaramente il piede della duna, la linea di vegetazione, la berme emerse e sommerse, ecc. La larghezza planimetrica della spiaggia varia da circa 25 m a circa 40 m. Bisogna tuttavia considerare che questa distanza è variabile a causa dell'azione del moto ondoso (figura 7.19). A sud alcuni tratti della spiaggia sono periodicamente soggetti a movimentazioni della sabbia. Infatti alcuni lidi periodicamente (ogni stagione estiva) spostano il sedimento dalle dune verso il mare "allargando così il litorale".

Nei pressi di Torre Sibilliana la spiaggia lascia il posto (figura 7.19) ad una costa bassa e rocciosa (affioramenti di calcarenite) ricoperta quasi tutto il periodo dell'anno

da *Posidonia oceanica* spiaggiata. In questa zona di fronte alla costa si trova un isolotto costituito da calcarenite anch'esso con giacitura sub-orizzontale.

## 7.4 Topografia della spiaggia

Al rilievo geomorfologico della spiaggia è seguita la ricostruzione dei profili del litorale (figura 7.21). Per fare ciò si è svolto un rilievo topografico di tipo GPS differenziale (RTK - *Real Time Kinematic*). Questa tecnica applicata a Lido Signorino si è prestata molto bene per l'assenza di ostacoli (alberi, edifici, ecc.) che avrebbero potuto schermare il segnale dei ricevitori. L'efficienza di questa tecnica ha consentito campionamenti ripetuti ad intervalli di tempo relativamente brevi 5 s con errori dell'ordine di 0.02-0.08 m. Tale rilievo misurando la linea del piede della duna, il gradino di berma e 26 profili (figura 7.22), ha consentito l'individuazione della pendenza di ciascun profilo e del profilo medio della spiaggia. Quest'ultimo è stato un dato fondamentale per la valutazione dell'azione che hanno il moto ondoso e la marea sulla spiaggia.

Per svolgere il rilievo topografico sulla spiaggia è stato ritenuto opportuno prevedere un allineamento di controllo da percorrere in fase di inizio e chiusura di ogni singola giornata di rilievo. I punti di controllo (identificati in figura 7.21, come CP - *Control Point*), scelti ad intervalli irregolari lungo tutto il litorale, sono stati materializzati per mezzo di chiodo topografico (9 punti; vedi tabella 7.1).

Solitamente il metodo RTK prevede la disposizione di un vertice *Master* in posizione centrale rispetto alla spiaggia in studio. Tuttavia nel caso di Lido Signorino non è stata scelta questa posizione perché il tratto nord sarebbe stato schermato, non consentendo il funzionamento del ricevitore. Per questo motivo il *Master* è stato materializzato anch'esso a mezzo di chiodo topografico, sul promontorio di Torre Sibilliana luogo visibile da tutti i punti della spiaggia. Allo scopo di ottenere misure più precise si è fatto riferimento anche a tre stazioni permanenti: Campobello di Mazara (Trapani); Castelvetro (Trapani) e Trapani.

Operare con attrezzature topografiche GPS RTK sul litorale di Lido Signorino ha comportato delle difficoltà legate soprattutto al forte vento e agli ostacoli presenti, soprattutto lungo il piede della duna.

La prima giornata di rilievo (11 maggio 2010 dalle ore 15.00 alle ore 21.00), ha avuto come scopo quello di rilevare la linea relativa al piede della duna. Prima di avviare il rilievo il *Master* è stato messo in stazione nel luogo previsto, è stata controllata la copertura satellitare (almeno 5 satelliti), è stata annotata l'altezza strumentale e configurati entrambi gli apparecchi (*Master* e *Rover*) per l'acquisizione RTK. Eseguite le procedure di posizionamento e taratura dello strumento si è avviata la campagna di misure. Partendo da Torre Sibilliana ci si è diretti al punto CP V1 (promontorio Torre Tunna) rilevando tutti i vertici di controllo, successivamente da CP V1 verso CP V9 è stata rilevata la linea relativa al piede della duna ed infine il percorso inverso è servito per rilevare ulteriormente i vertici di controllo a chiusura di rilievo. Per rilevare i vertici di controllo si è eseguita su ogni stazione un'acquisizione in modalità punto singolo della durata di 3 minuti, mentre per il rilievo della linea piede di duna si è eseguita un'acquisizione in modalità "traiettoria 3D" con intervallo di 5 m.

Tabella 7.1 - Coordinate in WGS84 dei punti di controllo e del *Master*.

Punti di Controllo CP	Latitudine	Longitudine	Quota [m]
V1	37°45'29,47095" N	12°27'38,39948" E	2,72
V2	37°45'24,65873" N	12°27'48,00687" E	2,44
V3	37°45'06,63655" N	12°28'00,69198" E	1,69
V4	37°44'55,80207" N	12°28'07,29962" E	1,15
V5	37°44'50,68006" N	12°28'12,61026" E	3,15
V6	37°44'55,80207" N	12°28'19,75419" E	1,90
V7	37°44'22,43455" N	12°28'22,27897" E	1,98
V8	37°44'12,53312" N	12°28'28,68034" E	3,03
V9	37°44'00,77415" N	12°28'21,14529" E	2,21
<i>Master</i>	37°43'39,10989" N	12°28'09,60336" E	2,68

A chiusura di giornata sono stati acquisiti 717 punti di cui 699 costituiscono la linea del piede della duna.

Il secondo giorno di rilievo (12 maggio 2010, dalle 7.30 alle 15.00) è stata rilevata la linea del gradino di battigia che come è noto è un indicatore geomorfologico della linea di riva. L'assenza di vento e il mare relativamente calmo ha consentito di eseguire il rilievo del in modo piuttosto preciso. Eseguite le operazioni di *routine* e configurati gli strumenti in RTK si è proceduto al rilievo topografico nel modo seguente. Il rilievo è iniziato, come al solito, con l'acquisizione dei dati relativi ai punti di controllo (spostandosi da CP V1 a CP V9), successivamente è stato eseguito il rilievo del gradino di battigia (altezza 0,20 m) seguendo la direzione da CP V9 verso CP V1 ed infine sono stati rilevati nuovamente i punti di controllo in direzione opposta. Per rilevare il morfotipo in modo più dettagliato, lo strumento *Rover*, è stato regolato in modalità traiettoria 3D con intervallo di campionamento di 2 metri. Complessivamente sono stati acquisiti 1560 punti, di cui 1542 sono i punti che costituiscono la linea di battigia (indicatore della linea di riva).

Il terzo ed ultimo giorno (13 maggio 2010, dalle 7.30 alle 15.00) è stato svolto il rilievo dei profili di spiaggia. Anche questo rilievo topografico è stato preceduto e seguito dal misura dei punti di controllo con tempi di acquisizione di 3 minuti per ogni vertice. Il *Rover* è stato regolato per acquisire in 3D con intervallo di campionamento di 1 m. Durante tutto il giorno sono stati acquisiti 1650 punti che sommati agli altri ottenuti nelle giornate precedenti raggiungono un totale di 3900 punti. I dati rilevati stati acquisiti rispettando una configurazione di satelliti pari a 11 satelliti.

Conclusa la fase relativa all'esecuzione dei dati è seguita quella dell'elaborazione divisa in tre parti: il calcolo delle coordinate del vertice *Master* con *software To-pcon Tools*; calcolo delle coordinate dei vertici dei punti di controllo con *software Verto* e compensazione plano-altimetrica dei dati rilevati con *software Meridiana*. Una volta elaborati i dati del rilievo, sono state calcolate le pendenze di tutti i profili che formano la spiaggia (figura 7.23 e 7.24). Sulla base di questi parametri è stata valutata l'effetto del moto ondoso e delle maree sulla posizione della linea di riva. Infatti la risalita dell'acqua sulla spiaggia è strettamente legata alla pendenza di quest'ultima, producendo maggiori risalite laddove la pendenza è debole e minori risalite per pendenze più forti. Il rilievo topografico ha mostrato che la spiaggia di Lido Signorino è una spiaggia a debole pendenza con un valore medio di 8,36% (4,77°). Ciò è confermato dalle caratteristiche granulometriche del sedimento che essendo sabbioso, può dare origine solo a spiagge poco acclivi.



**Figura 7.21** - In alto a destra il *Master* posizionato sul promontorio di Torre Sibilliana. In alto a sinistra un momento del rilievo del profilo della spiaggia. In basso i punti acquisiti per la ricostruzione della linea del gradino di battigia, della linea del piede della duna e dei profili.

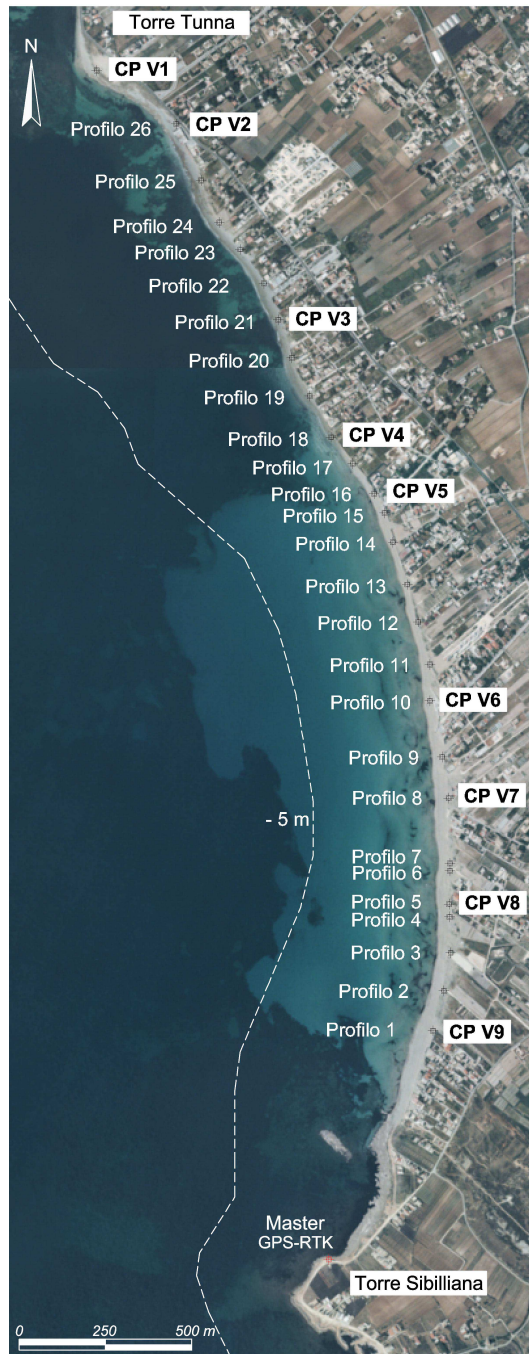


Figura 7.22 - Ubicazione dei profili topografici nella spiaggia di Lido Signorino.

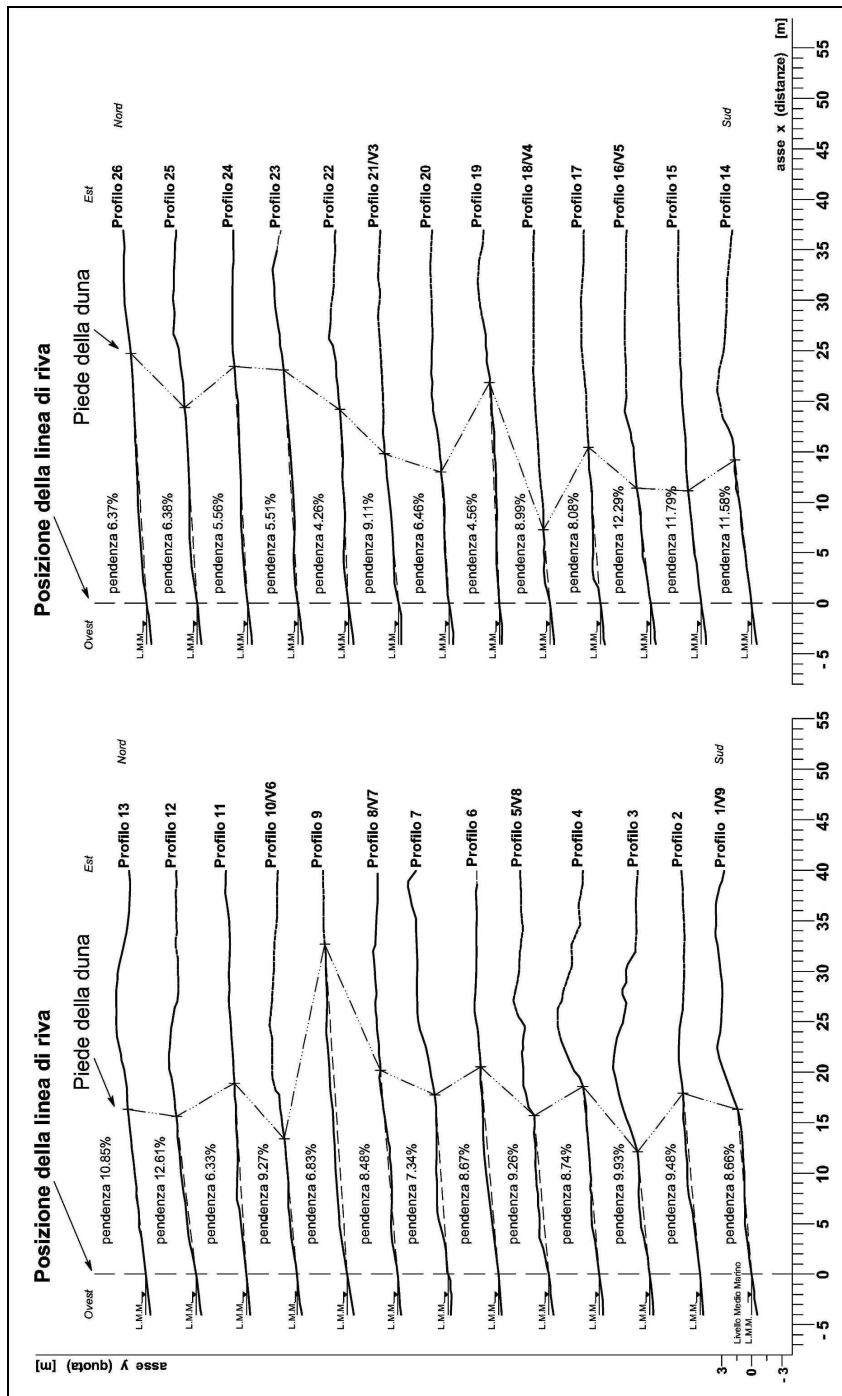


Figura 7.23 - Profili della spiaggia con relative pendenze.

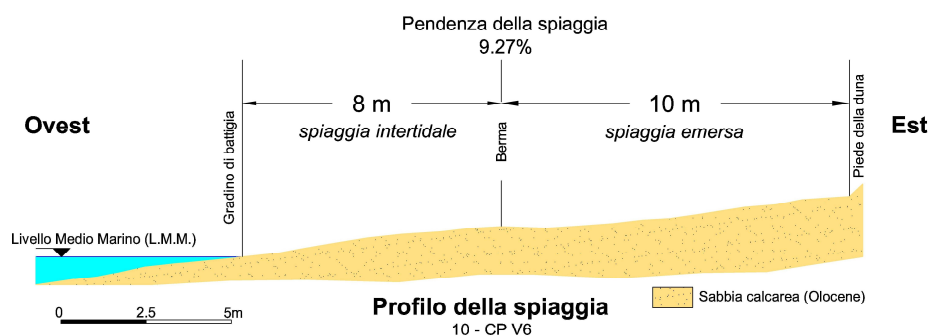


Figura 7.24 - Profilo n. 10 della spiaggia, prospiciente la struttura balneare di Lido Signorino.

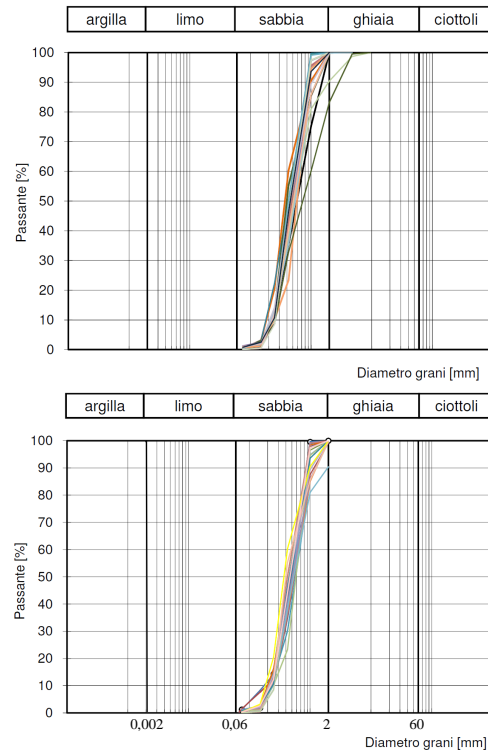
Tabella 7.2 - Pendenze dei profili della spiaggia in gradi e in percento.

CP	Profilo	Gradi	Pendenza %	
<b>V2</b>	26	3.6449	6.37%	
	25	3.6481	6.38%	
	24	3.1824	5.56%	
	23	3.1559	5.51%	
	22	2.4408	4.26%	
	<b>V3</b>	21	5.2068	9.11%
		20	3.6981	6.46%
<b>V4</b>	19	2.6087	4.56%	
	18	5.1392	8.99%	
	17	4.6188	8.08%	
<b>V5</b>	16	7.0093	12.29%	
	15	6.7262	11.79%	
	14	6.6060	11.58%	
	13	6.1951	10.85%	
	12	7.1869	12.61%	
	11	3.6218	6.33%	
	<b>V6</b>	10	5.2969	9.27%
9		3.9061	6.83%	
<b>V7</b>	8	4.8482	8.48%	
	7	4.1976	7.34%	
	6	4.9552	8.67%	
<b>V8</b>	5	5.2902	9.26%	
	4	4.9937	8.74%	
	3	5.6694	9.93%	
	2	5.4143	9.48%	
<b>V9</b>	1	4.9476	8.66%	

## 7.5 Analisi dei sedimenti

Dal punto di vista sedimentologico, la sub-unità fisiografica in esame è alimentata principalmente dagli apporti solidi provenienti dai Fiumi Birgi e Mazarò che sfociano lungo il litorale rispettivamente a nord della città di Marsala e tagliando la città Mazara del Vallo. Si fa presente che a circa 500 m nord del promontorio di Torre Tunna esiste la foce del fiume di Marsala (nota anche come Sossio) che è un piccolo corso d'acqua a carattere stagionale.





**Figura 7.25** - Granulometrie della spiaggia di Lido Signorino. Sopra curve granulometriche ottenute dai campioni prelevati al piede della duna. Sotto curve granulometriche ottenute dai campioni prelevati nel gradino di battigia.

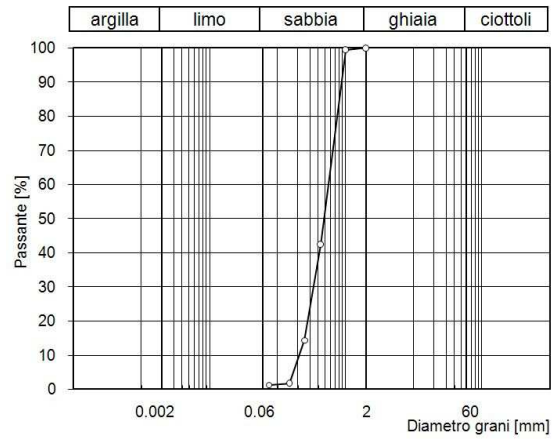
Questi corsi d'acqua sfociano tutti nel Mar Mediterraneo in corrispondenza di batimetrie relativamente basse.

Un aspetto morfologico degno di nota è dato, dalla totale assenza d'idrografia superficiale se si escludono le incisioni torrentizie delle Fiumare sopracitate. Questa assenza è legata all'alta permeabilità dei litotipi presenti nella piana (calcareniti), che rendono Marsala uno tra i comuni più ricchi di falde acquifere sotterranee.

L'esatta valutazione quantitativa del trasporto solido dei corpi idrici superficiali, responsabili dei principali contributi solidi per il litorale tra Torre Tunna e Torre Sibilliana in questo studio non è stata tenuta in considerazione.

Le caratteristiche sedimentologiche della spiaggia di Lido Signorino sono state studiate attraverso i campioni prelevati durante il mese di aprile del 2010. Il prelievo dei campioni è stato eseguito per tutta la spiaggia lungo tutti i 26 profili, in corrispondenza dei due morfotipi il piede della duna e il gradino di battigia.

L'analisi granulometrica ha fornito valori medi di  $D_{10} = 0,20$  mm,  $D_{30} = 0,33$  mm e  $D_{60} = 0,55$  mm, mentre il coefficiente di uniformità ( $C = D_{60}/D_{10}$ ) è uguale 2,75 mm. Le frazioni granulometriche sono costituite mediamente da: limo uguale 0,4%, argilla



**Figura 7.26** - Curva granulometrica rappresentativa del sedimento della spiaggia di Lido Signorino. La curva granulometrica mostra la taglia prevalentemente arenitica del sedimento.



**Figura 7.27** - Ingrandimento (16x) della sabbia al piede della duna lungo il profilo n.19 di Lido Signorino.



**Figura 7.28** - Ingrandimento (10x) della sabbia al piede della duna lungo il profilo n.21 di Lido Signorino.

uguale a 0,6 % e sabbia pari a 99 %. Mediante la classificazione A.G.I. il sedimento risulta un sedimento arenitico pertanto è una sabbia (figura.7.25). Dopo essere stati classificati in base alle dimensioni granulometriche, i campioni sono stati studiati al

microscopio elettronico (Olympus SZX12 con telecamera JVC TK-C1380) per descriverne l'aspetto e la presenza o meno di fossili e cristalli.

L'esame del sedimento ha mostrato granuli prevalentemente di origine marina, di natura carbonatica ( $\text{CaCO}_3$ ). La forma dei granuli è per la maggior parte irregolare, dato che: il 25 % di essi sono allungati, il 10% sferici e il 65% irregolari. La sfericità dei clasti risulta comunque bassa e il grado di arrotondamento è sub-angoloso. La tessitura superficiale è lucida per il 60% mentre opaca per il 40%. Il sedimento ha porosità efficace di circa 26 % e permeabilità elevata compresa tra  $10^{-2}$  e  $5 \cdot 10^{-3}$  cm/s. I minerali maggiormente visibili al microscopio sono di calcite. Ciò è giustificabile dal fatto che sia l'entroterra che la superficie del fondo marino sono costituiti da calcarenite gialla. Infatti le sabbie possono originarsi sia dall'erosione dei terrazzi marini calcarenitici e dal successivo trasporto fluviale, sia dall'erosione dei sedimenti del fondo marino. Nel caso specifico di Lido Signorino sembra che le sabbie traggano origine maggiormente dall'erosione del fondo del mare.

Al microscopio sono stati osservati diversi granuli associabili a frammenti di gusci fossili: si tratta di pezzetti di conchiglie di Gasteropodi e di Lamellibranchi (entrambi appartenenti alla Classe dei Molluschi), che vivevano nel Quaternario in zone bentoniche.

## 7.6 Analisi diacronica

Per ricostruire con precisione le variazioni lineari e areali della spiaggia di Lido Signorino avvenute negli ultimi anni, è stato realizzato un modello di analisi vettoriale su base informatizzata in ambito GIS che ha previsto l'utilizzo di immagini aeree e di cartografie. Per il reperimento di entrambe è stata svolta una ricerca presso diversi Enti pubblici della Regione Sicilia. La ricerca così svolta, ha condotto all'acquisizione sia di diverse fotografie aeree, sia di cartografie (tabelle 7.3 e 7.4).

Tra tutte le immagini reperite, sono state scelte solo quelle di cui si conosceva con certezza il giorno, il mese e l'anno della ripresa aerea e quelle che avevano tutti i metadati. In questo modo sono stati analizzati 12 anni per un periodo compreso tra il 1994 e il 2006. In particolare sono state utilizzate le seguenti immagini aeree (tutte nel sistema di riferimento UTM-WGS84-33N): 1) immagine relativa al Volo Italia (IT) del 1994 in scala di grigio e risoluzione spaziale nominale,  $R_s$ , pari a 1 m; 2) l'immagine relativa al Volo Italia 2000 a colori con  $R_s = 1$  m; 3) l'immagine relativa al Volo Italia 2006 a colori con  $R_s = 0,5$  m.

Le immagini scelte sono state georiferite individuando per ognuna di esse un numero di punti di controllo, uniformemente distribuiti, mediamente compreso fra 6 e 10. Le immagini, una volta georiferite, sono state usate per costruire foto-mosaici estesi a tutto il litorale di Lido Signorino, per ogni anno di ripresa aerea. Sulle immagini così ottenute è stata tracciata la corrispondente linea di riva utilizzando strumenti di vettorializzazione in ambiente GIS. Il confronto delle ortofoto ha posto in evidenza delle criticità legate alla natura stessa dei dati telerilevati ovvero agli errori di graficismo, al georiferimento stesso, e agli stati di marea e di clima ondoso presenti al momento della ripresa aerea.

**Tabella 7.3** - Elenco delle immagini aeree raccolte, nelle quali ricade la spiaggia di Lido Signorino.  
\*Infrarosso –pancromatico.

Anno volo	Scala media	Quota volo [m]	Pellicola [cm]	Ente proprietario	Soggetto realizzatore
1955	1:10.000	Q. assoluta 3.500	B/N 23x23	Ass.to Territorio e Ambiente Sicilia	-
1978	1:18.000	Q. media 2.700	B/N 23x23	Ass.to Territorio e Ambiente Sicilia	S.A.S. srl Palermo
1987	1:10.000	Q. media 1.500	Colori 23x23	Ass.to Territorio e Ambiente Sicilia	Compagnia generale riprese aeree Parma
1989	1:73.000	Q. media 11.000	B/N 23x23	Consorzio Compagnie Aeree	-
1971	1:10.000		Colori 23x23	-	-
1992	1:36.000	Q. media 5.900	B/N 23x23	IGM	IGM
1994	1:10.000		B/N 23x23	-	-
1997	1:20.000	Q. media 2.700	B/N 23x23	Ass.to Territorio e Ambiente Sicilia	Compagnia generale riprese aeree Parma
1999	1:10.000	-	Colori 23x23	Ass.to Territorio e Ambiente Sicilia	Compagnia generale riprese aeree Parma
2005	1:10.000	-	-	Ass.to Territorio e Ambiente Sicilia	Compagnia generale riprese aeree Parma
2007	1:20.000	Q. media 3.000	Colore IF*	Ass.to Territorio e Ambiente Sicilia	Compagnia generale riprese aeree Parma

**Tabella 7.4** - Elenco delle cartografie raccolte, nelle quali ricade la spiaggia di Lido Signorino.

Anno stampa	Scala	Tipologia	Nome
1928	1:25.000	carta topografica	Selinunte F°265 I SO
1955	1:100.000	carta topografica	Mazara del Vallo F° 265
1955	1:10.000	carta geologica	Castelvetrano F° 257
1970	1:25.000	carta topografica	Selinunte F°265 I SO
1971	1:10.000	carta tecnica regionale	627060-627020
1971-1975	1:50.000	carta topografica	Selinunte F° 627
1978	1:10.000	sezione fotopiano	627060-627020
1997	1:10.000	carta tecnica regionale	627060-627020
1997	1:100.000	carta nautica	Capo Rama-Marsala e Isole Egadi
2000-2006	1:10.000	Carta Tecnica Regionale	627060-627020

Si fa presente che per la disomogeneità della risoluzione spaziale delle immagini telerilevate, e talvolta per oggettive difficoltà nella corretta digitalizzazione della linea di riva, questa può essere soggetta a errori di accuratezza planimetrica. Nel caso oggetto di studio, si è ritenuto che il margine di errore per ogni linea di costa sia stato contenuto entro i 2 m.

Il confronto delle linee di riva da immagini aeree è stato utilizzato in passato per indicare le condizioni di erosione e deposizione delle spiagge.

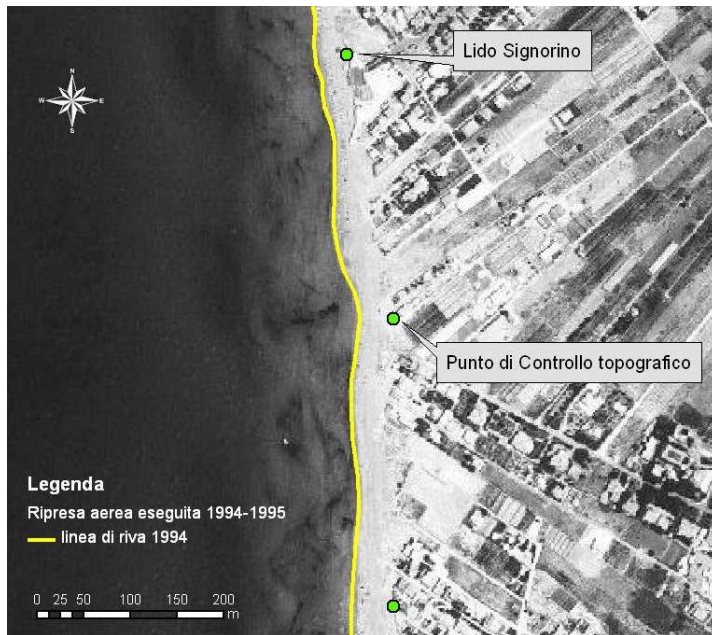


Figura 7.29 - L'immagine aerea 1994 e la relativa linea di riva.



Figura 7.30 - L'immagine aerea 2000 e la relativa linea di riva.



Figura 7.31 - L'immagine aerea 2006 e la relativa linea di riva.

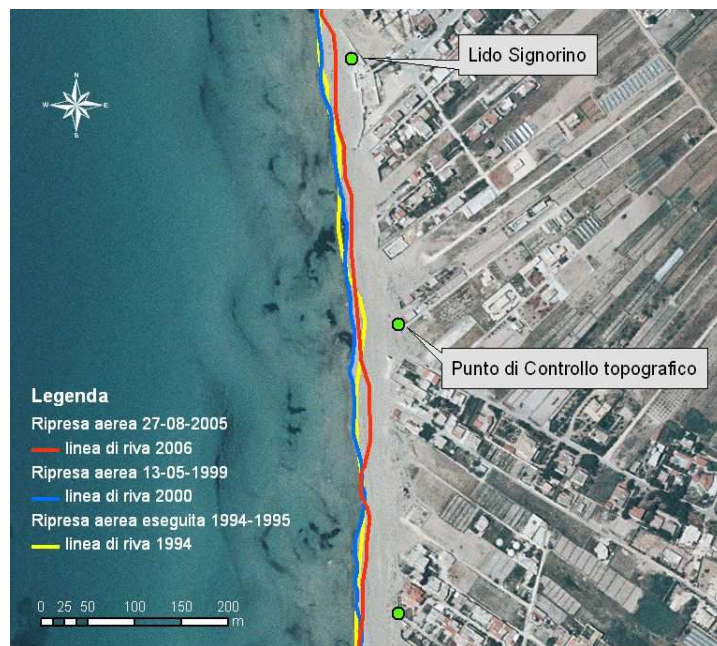


Figura 7.32 - Immagine aerea Volo Italia 2000, nella quale sono mostrate le linee di riva 1994, 2000 e 2006.

Va notato che questo tipo di analisi, essendo basata semplicemente su una rappresentazione istantanea della linea di riva, non può rappresentare condizioni medie del litorale e quindi non può essere utilizzata per indicare lo stato di erosione o deposizione di una spiaggia. Questo tipo di analisi può dare solo un'idea di massima sulle variazioni che ha subito la posizione della linea di riva nel tempo.

L'analisi diacronica di Lido Signorino ha mostrato una spiaggia in condizioni prevalentemente di equilibrio. Questo dato è confermato sia dalle indagini topografiche svolte, sia dalle cartografie storiche che mostrano una invariabilità sostanziale delle quote batimetriche e altimetriche del litorale. Il risultato ottenuto dall'analisi diacronica è in accordo con le caratteristiche geomorfologiche della spiaggia, che essendo racchiusa tra due promontori molto vicini e non avendo nelle immediate vicinanze foci di grandi fiumi, presenta una stabilità morfologica molto alta.

## 7.7 Il paraggio costiero

La caratterizzazione topo-batimetrica del litorale è stata effettuata utilizzando sia la carta nautica dal nome "da Capo Rama a Marsala e Isole Egadi", (con scala 1:100.000 e stampata nel 1997) sia i dati batimetrici acquisiti fino al 2010, concessi dietro richiesta, dall'Istituto Idrografico della Marina.

Per un preliminare inquadramento del paraggio costiero e soprattutto per gli studi di dettaglio relativi alla ricostruzione indiretta del moto ondoso, è stato necessario identificare la porzione di mare (*fetch*) lungo la quale il vento esplica la sua azione di generazione degli stati di mare. Le caratteristiche anemologiche del paraggio in studio, mostrate in figura 7.32, sono state dedotte dalle direzioni e velocità del vento registrate dalla stazione meteorologica di Trapani per un periodo compreso tra il 2004 e il 2008.

Ponendosi al largo della spiaggia, il settore di traversia principale della spiaggia, è delimitato a nord dal promontorio Torre Tunna ( $325^{\circ}\text{N}$ ) mentre a sud dal promontorio Torre Sibilliana ( $185^{\circ}\text{N}$ ), mostrando un settore di traversia che ha ampiezza di  $140^{\circ}$  (come mostrato in figura 7.33). Va comunque osservato che, per la presenza dell'arcipelago delle isole Egadi, la spiaggia di Lido Signorino risulta "coperta" dall'isola di Favignana lungo la direzione  $320^{\circ}\text{N}$ .

Come è noto la variabilità della direzione di propagazione del moto ondoso rispetto alla direzione del vento è una caratteristica legata sia alle onde che si propagano internamente all'area di generazione, sia a quelle che si propagano al di fuori di tale area. Ciò è dovuto al vento che trasmette energia alla superficie del mare non solo secondo la sua direzione ma anche secondo altre direzioni vicine. Pertanto le onde che si rilevano in un determinato punto, dipendono sia dalle componenti spettrali generate nella direzione del vento, sia da quelle generate in direzioni che formano un certo angolo con la direzione del vento. Per questo motivo le onde che vengono osservate nel punto d'interesse sono il risultato di tutte queste componenti.

Il *fetch* geografico è stato calcolato utilizzando la carta del Mar Mediterraneo a scala 1:2.250.000, pubblicata dall'Istituto Idrografico della Marina (Genova 1996). Il *fetch* geografico della spiaggia è stato ottenuto misurando, le distanze da "costa a costa" con una discretizzazione con passo radiale di  $5^{\circ}$  (figura 7.34). Questo *fetch* risulta limitato ad ovest dalle coste della Spagna, a nord-ovest dalla Sardegna e a sud dalle coste della Tunisia.

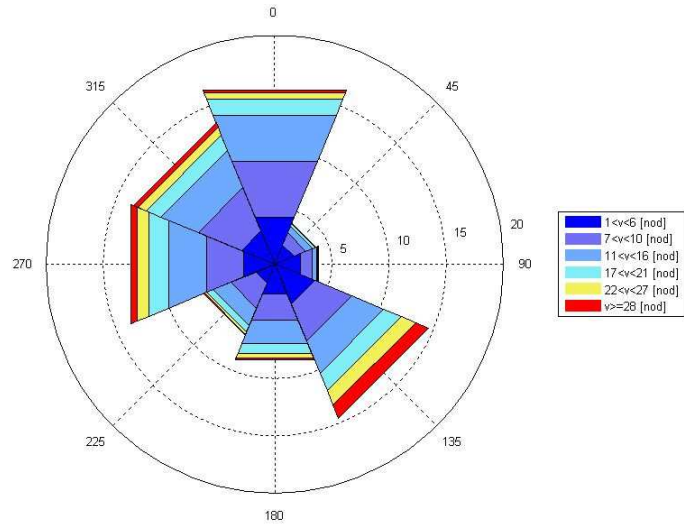


Figura 7.33 - Diagramma relativo alla direzione di vento predominante (stazione anemometrica di Trapani).

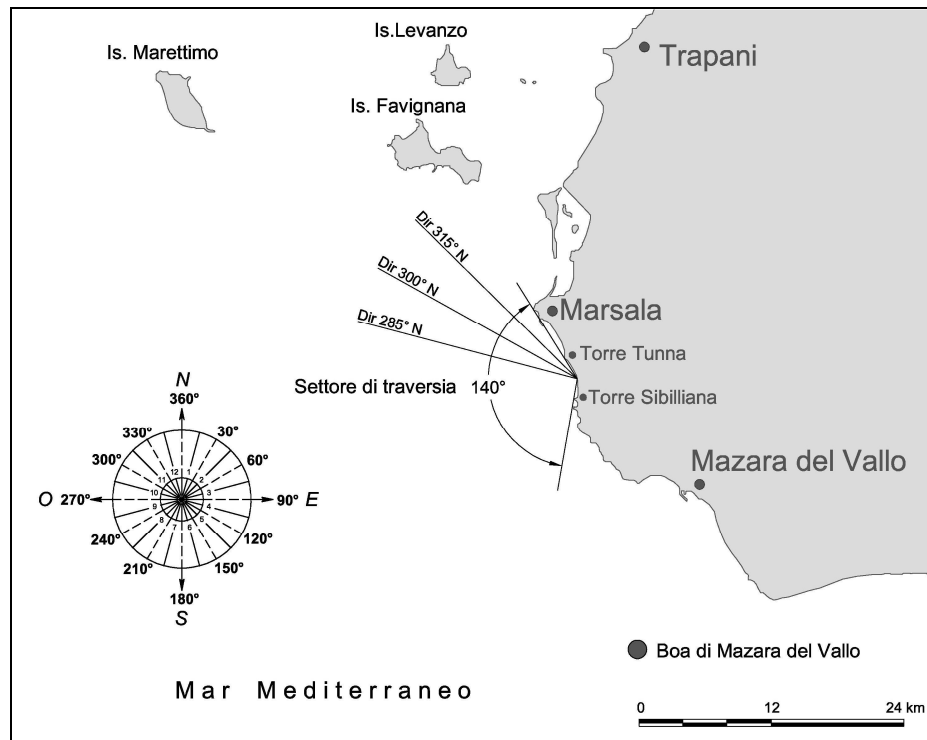


Figura 7.34 - Il settore di traversia della spiaggia ha ampiezza di 140°.



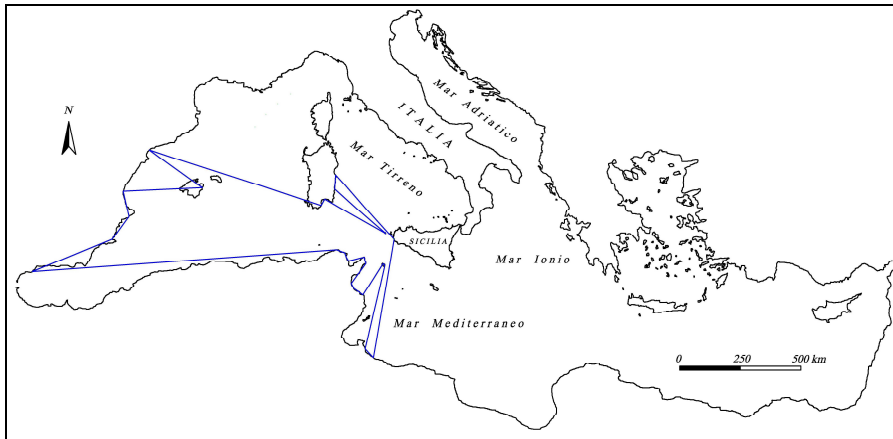


Figura 7.35 - Il fetch geografico relativo al litorale in studio

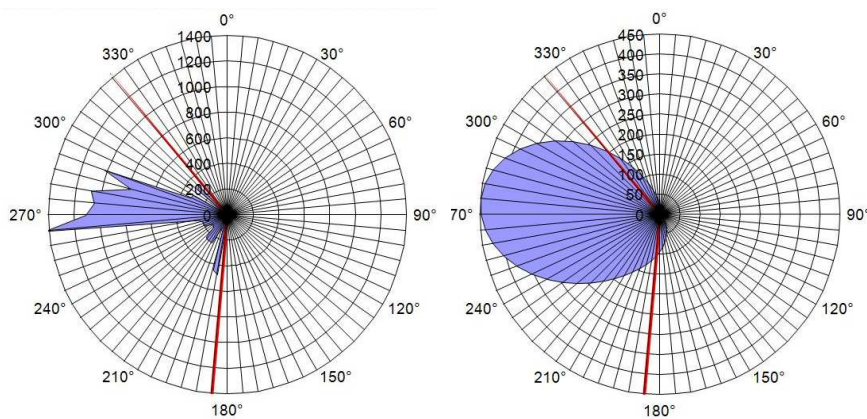
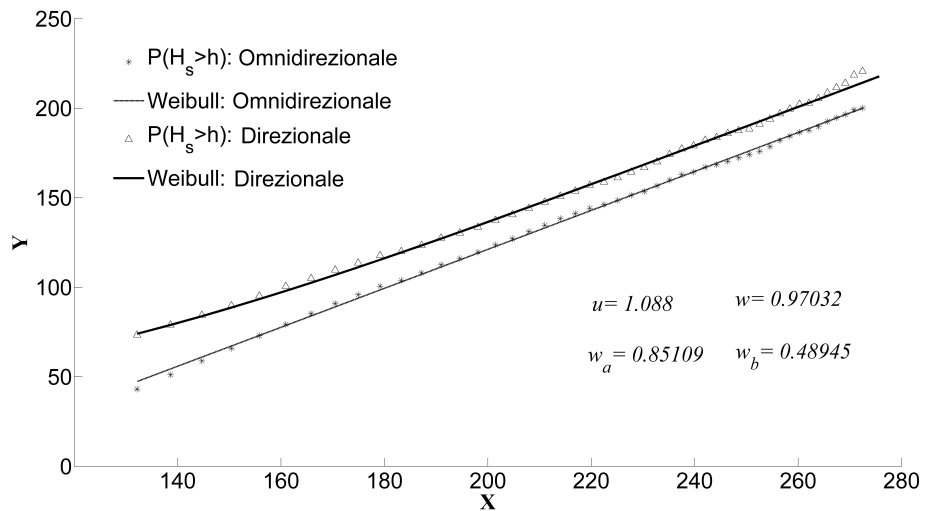


Figura 7.36 - A sinistra rappresentazione del fetch geografico relativo al paraggio di Lido Signorino. A destra rappresentazione per lo stesso paraggio del fetch efficace.

Nella figura 7.34 si può osservare che mentre il *fetch* geografico risulta pressoché nullo al di fuori del settore di traversia  $185^\circ - 325^\circ$ , il *fetch* efficace risulta diverso da zero per l'intervallo angolare compreso tra le direzioni  $0^\circ - 360^\circ$ ; questo tiene conto del fatto che il vento trasmette energia al mare, e quindi genera onde, anche quando soffia esternamente al settore di traversia geografico.

## 7.8 Le mareggiate ordinarie

È noto che la dinamica costiera è determinata prevalentemente dagli effetti diretti ed indiretti di alcuni fenomeni fisici di carattere idraulico. I cosiddetti parametri idraulico marittimi che rivestono interesse sono: le onde al largo, le correnti e le escursioni di livello del mare.



**Figura 7.37** - Probabilità di superamento di  $H_s$  misurata per la direzione di propagazione  $285^\circ$  N. La probabilità è stata rappresentata in un piano di variabili ausiliarie  $X$   $Y$ .

Per identificare l'azione delle onde sulla posizione della linea di riva è stato necessario: a) identificare la mareggiata ordinaria (quella che si verifica mediamente una volta all'anno) relativa al sito d'interesse, b) propagare attraverso un modello numerico le onde da largo sotto costa (applicazione del modello SWAN) ed infine c) calcolare il valore di risalita dell'onda sulla spiaggia (attraverso il "modello di linea di riva" di Lo Re *et al.* 2011 e con la formula empirica di Nielsen e Hanslow del 1991).

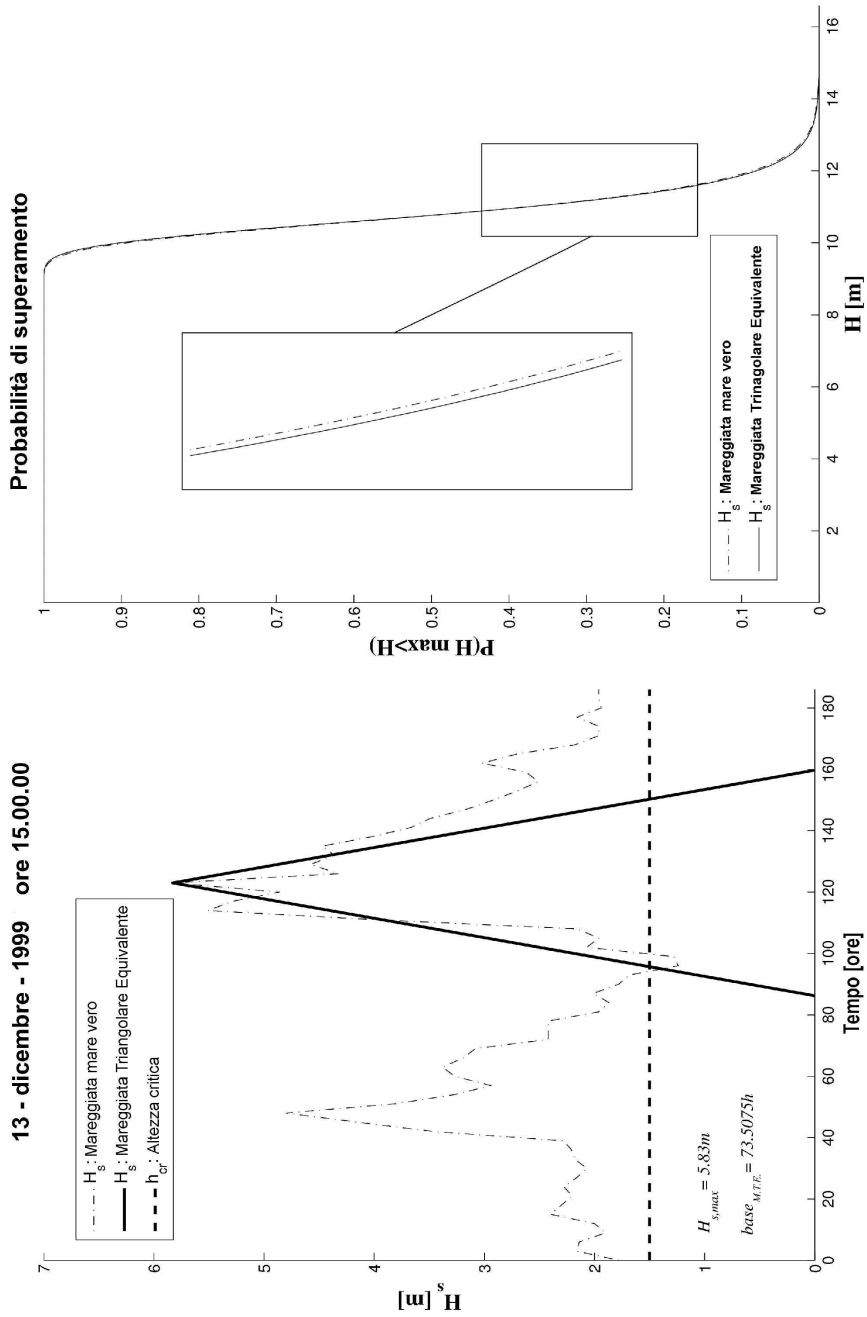
Per fare questo è stato necessario reperire i dati ondametrici della boa più vicina alla spiaggia in studio, ovvero quella di Mazara del Vallo (DATAWELL *Directional wavec* MkI - della Rete Ondametrica Nazionale - RON). I dati registrati dalla boa che sono stati utilizzati sono: le altezze d'onda significative, ( $H_s$  [m]), i periodi d'onda di picco e medi ( $T_p$  e  $T_m$  [s]) e la direzione media di provenienza del moto ondoso ( $D_m$  [°N]); tutti nell'intervallo di tempo tra il 01 luglio 1989 ed il 04 aprile 2008.

Le registrazioni ondametriche della boa di Mazara del Vallo, sono state ovviamente trasposte nel paraggio di Lido Signorino, prima che fosse eseguita l'analisi statistica degli eventi estremi per l'identificazione della mareggiata ordinaria. La trasposizione dei parametri d'onda è stata eseguita attraverso l'uso delle espressioni 6.5 e 6.6.

Compiuta la trasposizione dei dati ondametrici è stata svolta l'analisi statistica degli eventi estremi. Per questo tipo di analisi esistono differenti metodi di studio, in questo lavoro, si è preferito svolgere questa analisi sia con un metodo omnidirezionale che direzionale, secondo distribuzioni di probabilità di tipo Weibull. La scelta di eseguire i suddetti metodi è stata fatta, sia perché il metodo direzionale necessita di quello omnidirezionale, sia per controllare la corrispondenza del valore di  $H_s$ .

Per determinare la mareggiata ordinaria, è necessario conoscere la probabilità di superamento delle  $H_s(t)$ , relative alle mareggiate, in simboli:  $P(H_s > h)$ .

Dall'analisi degli eventi estremi si è riscontrato che, per la spiaggia di Lido Signorino, l'azione del moto ondoso si esplica solitamente lungo la direzione  $285^\circ$  N



**Figura 7.38** - A destra una mareggiata reale (ottenuta dai dati registrati dalla boa di Mazara del Vallo) e la sua equivalente. A sinistra è mostrato il confronto tra le probabilità cumulative di una mareggiata vera e della sua equivalente.

**Tabella 7.5** - Periodi di ritorno e parametri d'onda (altezze d'onda significative  $H_s$  [m] e periodi di picco  $T_p$  [s]). I parametri scelti per la propagazione del moto ondoso da largo sotto costa sono quelli relativi al tempo di ritorno di un anno.

Tempo di ritorno [anni]	$H_s$ (T, $Q_1 < Q < Q_2$ ) [m]	$T_p$ [s]
<b>1</b>	<b>5.62</b>	<b>10.11</b>
<b>3</b>	6.35	10.74
<b>5</b>	6.68	11.02
<b>10</b>	7.13	11.39
<b>20</b>	7.58	11.74
<b>30</b>	7.84	11.94
<b>50</b>	8.17	12.19
<b>100</b>	8.61	12.51
<b>500</b>	9.64	13.23
<b>1000</b>	10.07	13.53
<b>2000</b>	10.51	13.82

(direzione compresa tra  $270^\circ$  -  $300^\circ$ N). Infatti lungo questa direzione si verificano le mareggiate più frequenti con i picchi più elevati. L'applicazione dei metodi Weibull e delle mareggiate triangolari equivalenti hanno permesso di individuare 602 mareggiate. I parametri calcolati per la distribuzione di Weibull per la spiaggia di Lido Signorino sono rispettivamente:  $u = 1,088$ ,  $w = 0,97032$ ,  $w_\alpha = 0,85109$ ,  $w_\beta = 0,48945$ . Come è noto il parametro  $u$  ha lo stesso valore presente nella legge di distribuzione di probabilità omnidirezionale, mentre  $w_\alpha$  e  $w_\beta$  sono entrambi positivi con  $w_\alpha > w_\beta$  (figura 7.36).

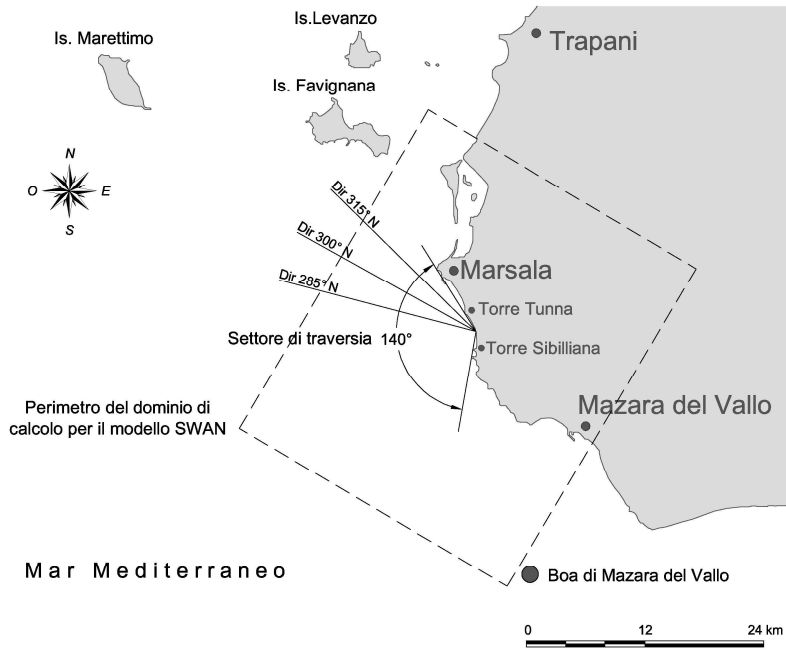
Dato che l'obiettivo era trovare l'altezza significativa relativa ad una mareggiata "ordinaria" è stata utilizzata l'espressione che definisce il tempo di ritorno ( $T_{rit}$ ) (eq. 6.16), molto conosciuta per scopi progettuali e valida per tempi di ritorno da 1 a 2000 anni. L'analisi Weibull, per assegnata direzione e per tempo di ritorno di un anno ha prodotto i seguenti risultati: altezza d'onda significativa  $H_s = 5.62$  m e periodo di picco  $T_p = 10,11$  s (tabella 7.5).

Il metodo delle mareggiate triangolari equivalenti ha fornito, per il paraggio in studio, i seguenti valori di  $a_{10}$  e  $b_{10}$ : rispettivamente 4,463 m e 76,89 h. Con questi parametri sono stati rilevati i valori di  $H_s$  e di  $T_p$  relativi sempre al tempo di ritorno di un anno (equazione 6.39), ricavando  $H_s = 5.73$  m e un periodo di picco  $T_p = 10.2$  s.

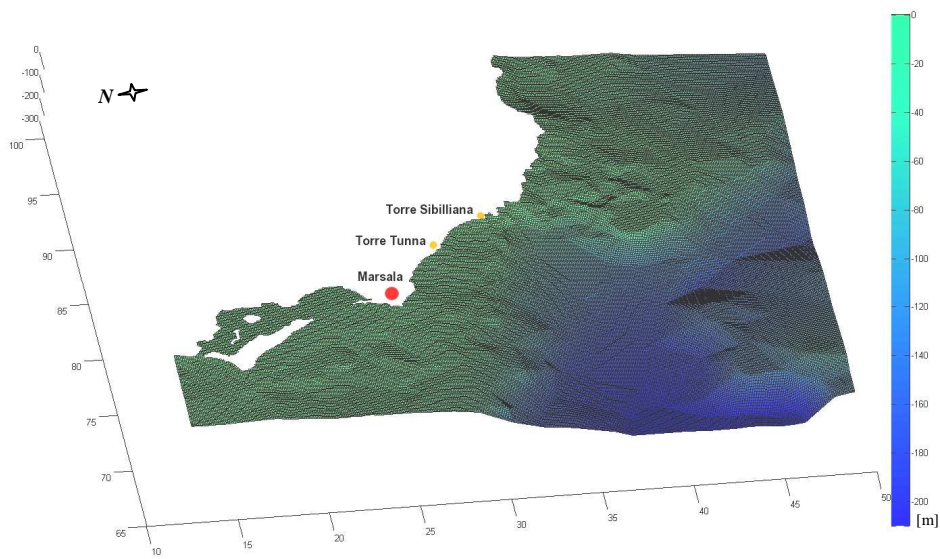
## 7.9 Applicazione del modello SWAN

Una volta conosciute le altezze d'onda significative e i relativi periodi per tempo di ritorno di un anno, si è utilizzato un modello di propagazione spettrale del moto ondoso (SWAN) che ha simulato la variazione delle onde da acque profonde verso acque basse (fino ad un fondale di -5m).

Per utilizzare il modello è stato costruito, attraverso l'uso dei dati batimetrici, un apposito dominio di calcolo (dimensioni 36,4 km per 30,5 km) a maglie quadrate con  $\Delta x = \Delta y = 100$  m. La posizione del dominio rispetto alla spiaggia in studio si può osservare nella figura (7.38) mentre i particolari del dominio sono mostrati nelle figure 7.39 e 7.40. La griglia di calcolo di SWAN è stata costruita in modo tale da non risentire delle "zone d'ombra" (o aree nelle quali i parametri d'onda non sono veritieri) che il modello produce durante la propagazione delle onde. Infatti il modello solitamente produce errori in aree ricadenti in prossimità dei limiti del dominio.



**Figura 7.39** - La linea a tratto mostra il perimetro del dominio di calcolo usato per la propagazione del moto ondoso attraverso l'uso di SWAN.



**Figura 7.40** - Il dominio di calcolo per il modello SWAN. Le dimensioni del dominio di calcolo sono di 36,4 km per 30,5 km.

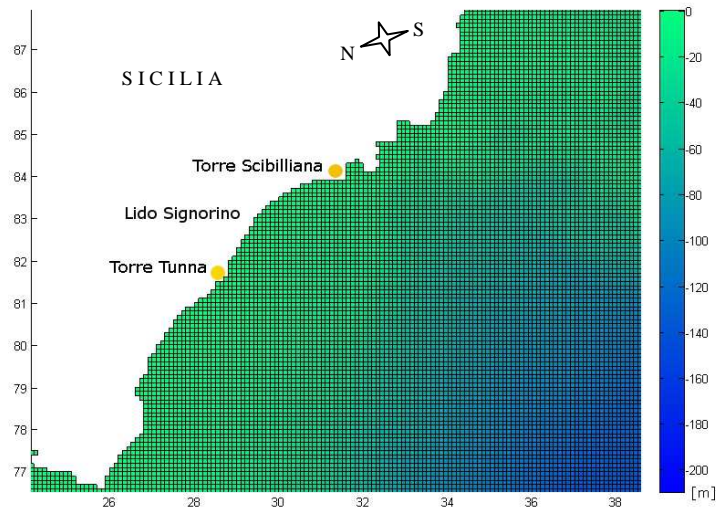


Figura 7.41 - Particolare della figura precedente, dove si mostra la maglia di calcolo con  $\Delta x = \Delta y = 100$  m.

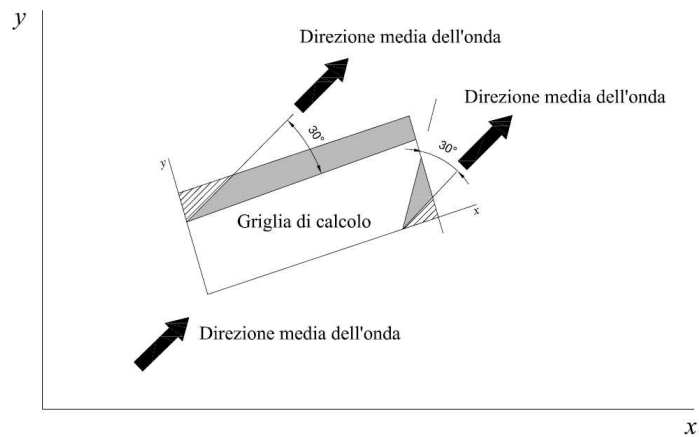
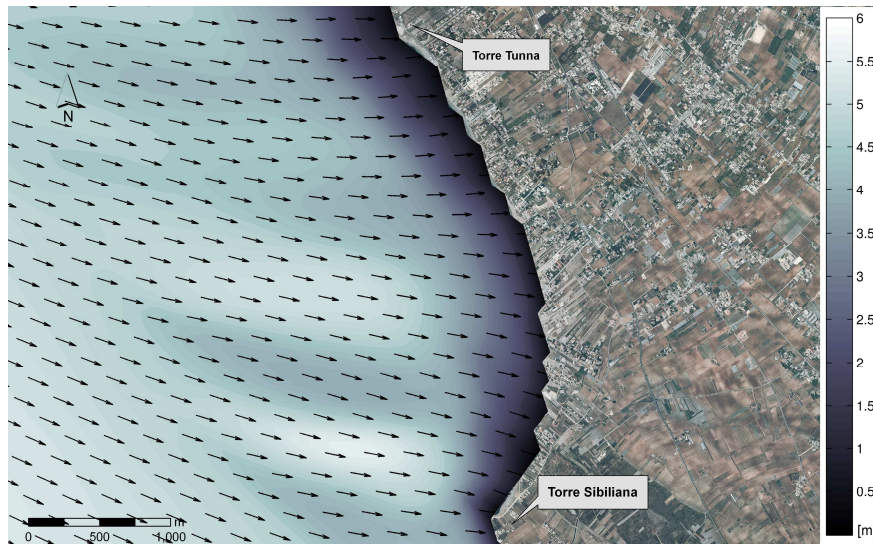


Figura 7.42 - Le zone d'ombra del dominio in SWAN.

Queste aree si originano dalla rotazione ( $30^\circ - 45^\circ$ ) della direzione di propagazione dell'onda (in ingresso) verso l'interno della griglia vedi figura (7.41). Allo scopo di evitare che la porzione di mare prospiciente la spiaggia di Lido Signorino ricadesse in parte in tali aree, è stato scelto un dominio di calcolo più ampio.

Va notato che per utilizzare il modello SWAN, è necessario convertire gli angoli dal sistema nautico (con la direzione nord che corrisponde allo zero e lettura in senso orario) al sistema cartesiano (con la direzione est che corrisponde allo zero e lettura in senso antiorario). Questa trasformazione è fondamentale per evitare errori sul posizionamento del dominio di calcolo (in particolare sull'angolo di rotazione della griglia) e per definire la direzione di propagazione delle onde e imporre la condizione al contorno a largo.



**Figura 7.43** - Immagine ottenuta dai dati di *output* del modello SWAN che mostra la direzione e l'altezza d'onda significativa in prossimità della spiaggia in studio.

La propagazione del moto ondoso con il modello SWAN ha richiesto come dati di input le onde prodotte dall'analisi Weibull e ha generato delle onde sottocosta con dei parametri caratteristici. I dati di ingresso al modello sono stati l'altezza d'onda significativa e il periodo di picco, mentre per i dati in uscita sono stati rappresentati attraverso immagini (griglie) nelle quali è stato riportato il campo d'onda (altezze d'onda significative, direzioni e periodi medi) da largo sottocosta. In figura (7.42) è mostrato il campo d'onda della spiaggia di Lido Signorino dalla quale è possibile distinguere le direzioni e le relative altezze d'onda significative. In particolare i valori utilizzati per il calcolo del *run-up* sulla spiaggia sono stati:  $H_s = 5,32$  m e  $T_m = 7,79$  s (relative alla batimetria -60 m) e  $H_s = 2,91$  m e  $T_m = 7,27$  s (relativa alla batimetria -5 m).

## 7.10 Il *run-up* sulla spiaggia di Lido Signorino

Le onde in prossimità della costa ottenute attraverso il modello SWAN, sono state utilizzate per calcolare il *run-up* e il *run-down*, ovvero rispettivamente la quota più alta e più bassa raggiunta dall'acqua sulla spiaggia. Per fare questo si è operato utilizzando la formula empirica di Nielsen e Hanslow (1991) (eq. 6.54) e usando il modello di Lo Re *et al.*, (2011).

Il primo metodo è stato scelto, perché le spiagge sulle quali è stata trovata la formula del *run-up* avevano le stesse caratteristiche geomorfologiche della spiaggia di Lido Signorino, mentre il modello di calcolo è servito come riscontro al risultato precedente e per quantificare anche il valore del *run-down*.

I valori di *run-up* calcolati attraverso la formula empirica (equazione 6.54) con un  $H_{oms} = 3,76$  hanno un valore medio di 10,89 m.

**Tabella 7.6** - I risultati del *run-up* calcolati per tutti i profili della spiaggia di Lido Signorino. La prima colonna mostra il numero dei profili, la seconda colonna la pendenza della spiaggia (in gradi e in percentuale), la terza colonna mostra il *run-up* calcolato con la formula di Nielsen e Hanslow (1991) e con il metodo di Lo Re et al.(2011), infine la quarta colonna indica i valori di *run-down* calcolati sempre secondo il metodo di Lo Re et al.(2011).

Profili ID	Pendenza della spiaggia		Run-up [m]		Run-down [m]
	[gradi]	[%]	Nielsen & Hanslow	Boussinesq	Boussinesq
1	4,95	8,66	9,69	10,04	-0,10
2	5,41	9,48	8,46	8,77	-0,11
3	5,67	9,93	8,45	8,76	-0,11
4	4,99	8,74	9,60	9,95	-0,10
5	5,29	9,26	9,07	9,40	-0,10
6	4,96	8,67	9,68	10,03	-0,10
7	4,20	7,34	11,44	11,86	-0,09
8	4,85	8,48	9,90	10,26	-0,10
9	3,91	6,83	12,29	12,74	-0,09
10	5,30	9,27	9,06	9,39	-0,11
11	3,62	6,33	13,26	13,74	-0,08
12	7,19	12,61	6,66	6,90	-0,12
13	6,20	10,85	7,74	8,02	-0,11
14	6,61	11,58	7,25	7,51	-0,12
15	6,73	11,79	7,12	7,38	-0,12
16	7,01	12,29	6,83	7,08	-0,12
17	4,62	8,08	10,39	10,77	-0,10
18	5,14	8,99	9,34	9,68	-0,10
19	2,61	4,56	18,41	19,08	-0,05
20	3,70	6,46	12,99	13,46	-0,08
21	5,21	9,11	9,21	9,54	-0,10
22	2,44	4,26	19,71	20,43	-0,04
23	3,52	5,51	15,24	15,79	-0,07
24	3,18	5,56	15,10	15,65	-0,07
25	3,65	6,38	13,16	13,64	-0,08
26	3,64	6,37	13,18	13,66	-0,08

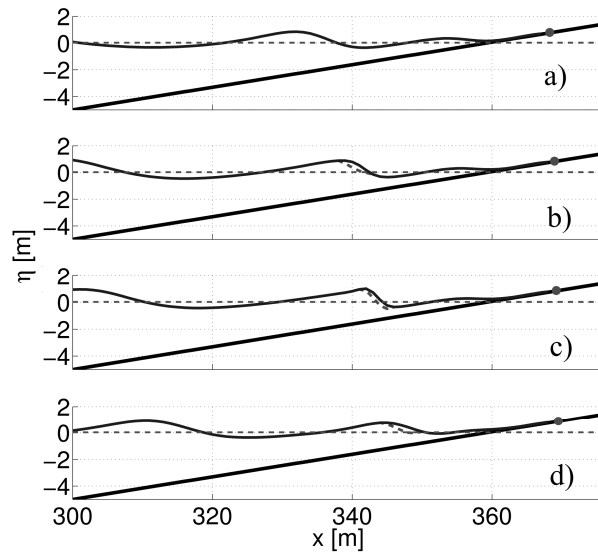
Entrambi i valori di *run-up* calcolati con la formula di Nielsen e Hanslow (1991) e con il metodo Lo Re (2011) sono mostrati in tabella 7.6 per ogni profilo. Nella tabella si può notare che i valori di *run-up* per tutti i 25 profili, calcolati con il primo metodo sono generalmente più bassi rispetto a quelli calcolati con il secondo metodo.

Il modello alla Boussinesq è stato sviluppato simulando onde frangenti cnoidali (figura 7.43). A titolo di esempio i parametri dell'onda cnoidale relativi al profilo 8 sono: altezza 2,91 m e periodo 7,273 s. Sempre per lo stesso profilo si è considerata per la simulazione un'onda a una direzione, propagata in un canale con fondale di 5 m, con pendenza di 8,48% e con una distanza dal generatore d'onde numerico pari a 300 m.

Il dominio numerico in questo caso è stato discretizzato utilizzando gli intervalli  $\Delta x = 1$  m e  $\Delta t = 0,007273$  s, simulando circa 50 onde e con un numero di Courant uguale a 0,047.

In conclusione con il metodo di Lo Re et al. (2011) è stato calcolato sia il *run-up* che il *run-down* per tutti i 25 profili della spiaggia. Il *run-up* ha un valore medio di 11,29 m una differenza rispetto a quello calcolato con la formula empirica di poco superiore al 3%, mentre il *run-down* ha un valore medio pari a - 0,09 m.





**Figura 7.44** - Esempio del picco di *run-up* per una mareggiata ordinaria lungo il profilo n.8 (pendenza 8.48%). a) l'onda prima del frangimento; b) l'onda in condizioni di frangimento imminente; c) onda che frange; d) onda di massimo *run-up*. La linea orizzontale a tratto rappresenta il livello di quiete dell'acqua.

## 7.11 Il valore della marea

I dati utilizzati per l'analisi delle maree sono stati scaricati dal sito internet dell'ISPRA e riguardano il mareografo di Porto Empedocle per un periodo che va dal 1973 al 1978 e un periodo che va dal 1998 al 2010. I dati, in formato testo riportano la data del rilevamento, con la precisione del secondo, e il valore del livello marino in metri. Le rilevazioni hanno una cadenza oraria a partire dalla mezzanotte del giorno considerato; quindi per ogni anno vi sono 8.760 (= 24x365) o 8.784 (se l'anno è bisestile) rilevazioni. Sui dati scaricati dal sito è stata effettuata un'operazione di "ripulitura": con una semplice *routine* di Matlab, è stato dapprima creato un calendario orario (1-01-1973 00.00---31-12-2010 23.00) e quindi sono stati sostituiti i valori pari a zero e i valori mancanti (non riportati) con il valore NaN (*Not a Number*). Questa operazione è stata necessaria per operare successivamente con tutti i dati in Matlab senza la presenza di "celle vuote".

I dati così trattati sono stati analizzati con il modello T\_TIDE descritto nel precedente capitolo. Sono state scelte quattro diverse combinazioni delle opzioni di *input*, che chiameremo "configurazioni" del modello. Le quattro configurazioni sono state indicate con i seguenti nomi: *10comp*, *default*, *tuttesw* e *tutte*. Nelle configurazioni, le opzioni *interval*, *start time*, *latitude*, *output* ed *error* hanno avuto assegnati gli stessi valori:

$interval = 1 \text{ h};$

$start \text{ time} = \text{data e ora del primo giorno di rilevazione dell'anno};$

```
latitude = 37° 17';
output = report su file *.txt*;
error = cboot.
```

Invece, le altre variabili di *input* sono state assunte come segue:

Configurazione *10comp*

```
rayleigh = le 9 componenti astronomiche fondamentali più la solare annuale SA;
synthesis = 0.
```

Configurazione *default*

```
rayleigh = 1;
synthesis = 2.
```

Configurazione *tuttesw*

```
rayleigh = 0;
synthesis = 0.
```

Configurazione *tutte*

```
rayleigh = tutte le 44 componenti astronomiche previste dal modello;
synthesis = 0.
```

Pertanto, con la configurazione *10comp* si effettua la ricostruzione e la simulazione della marea soltanto con le componenti astronomiche: SA, O1, P1, K1, N2, M2, S2, K2, M4, MS4.

La configurazione *default* è quella proposta dagli autori del modello, con la quale la ricostruzione avviene con le sole componenti aventi frequenza  $f > \alpha/N\Delta t$ , con  $\alpha = 1$ ,  $N$  pari al numero di ore nell'anno e  $\Delta t = 1 h$ . Tali componenti sono scelte autonomamente dal modello fra un totale di 68, di cui 44 astronomiche e 24 costituenti *shallow-water*. La simulazione avviene con le sole componenti che presentano valori di  $SNR \geq 2$ .

La configurazione *tuttesw* si differenzia dalla *default* perché la ricostruzione avviene senza alcun filtro sulla frequenza  $f$ : quindi la ricostruzione e la simulazione sono effettuate utilizzando 68 componenti.

La configurazione *tutte*, infine, rispetto alla *tuttesw* considera, sia per la ricostruzione sia per la simulazione, solo le 44 componenti astronomiche.

Come si è già ricordato nel capitolo precedente, T\_TIDE analizza dati di livello marino campionati con un intervallo minimo di 1 ora e per un periodo massimo di un anno solare. Pertanto, nel presente lavoro, sono stati analizzati separatamente, ognuno con le quattro diverse configurazioni di opzioni, i dati annuali dal 1999 al 2009.

È evidente che la presenza di componenti di natura diversa da quella astronomica, come quelle meteorologiche, altera il risultato della ricostruzione dell'onda di marea con il metodo dell'analisi armonica perché, come si è visto, le ampiezze e le fasi delle componenti astronomiche sono ricavate mediante regressione ai minimi quadrati dei dati misurati. La figura 7.45 riporta, a titolo di esempio, le misure dell'anno 2005 (in rosso) e la marea simulata da T\_TIDE adottando la configurazione *10comp* (in blu).

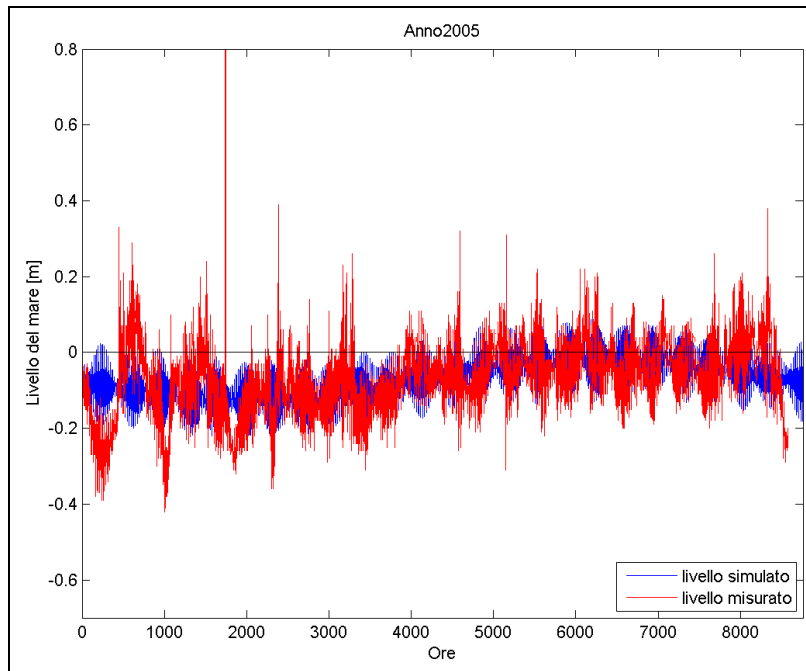


Figura 7.45 - Confronto fra il livello misurato e il livello simulato.

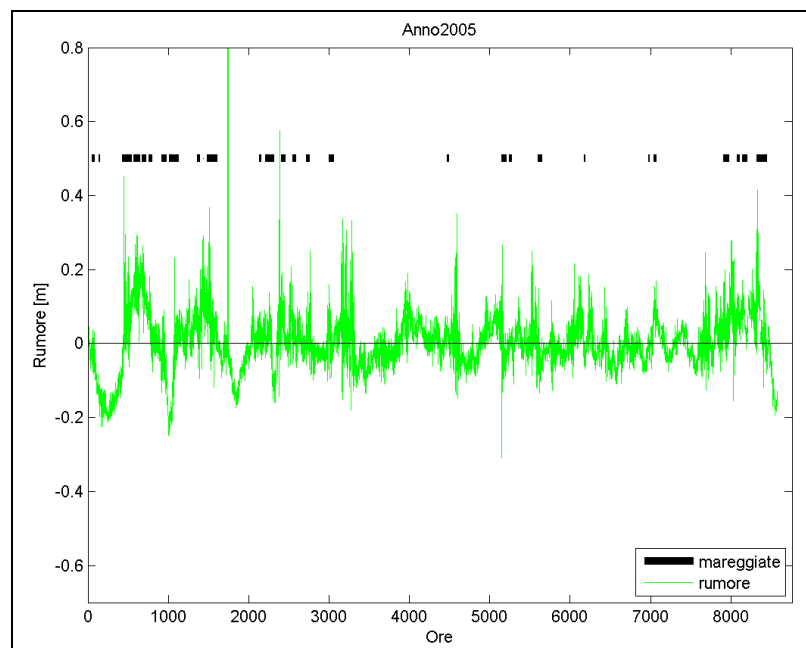
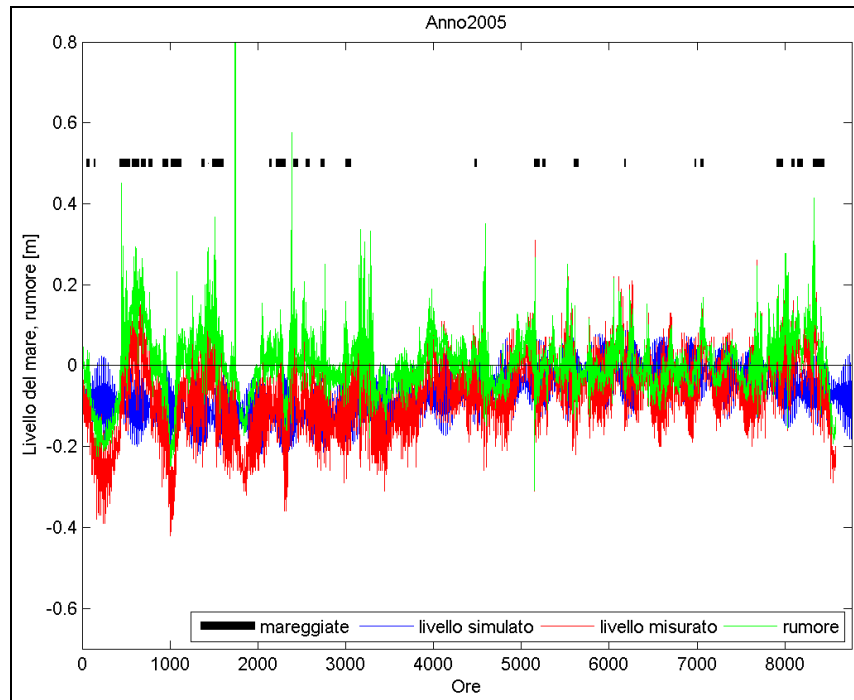


Figura 7.46 - Confronto fra l'intensità del rumore e la contemporanea presenza di mareggiate.

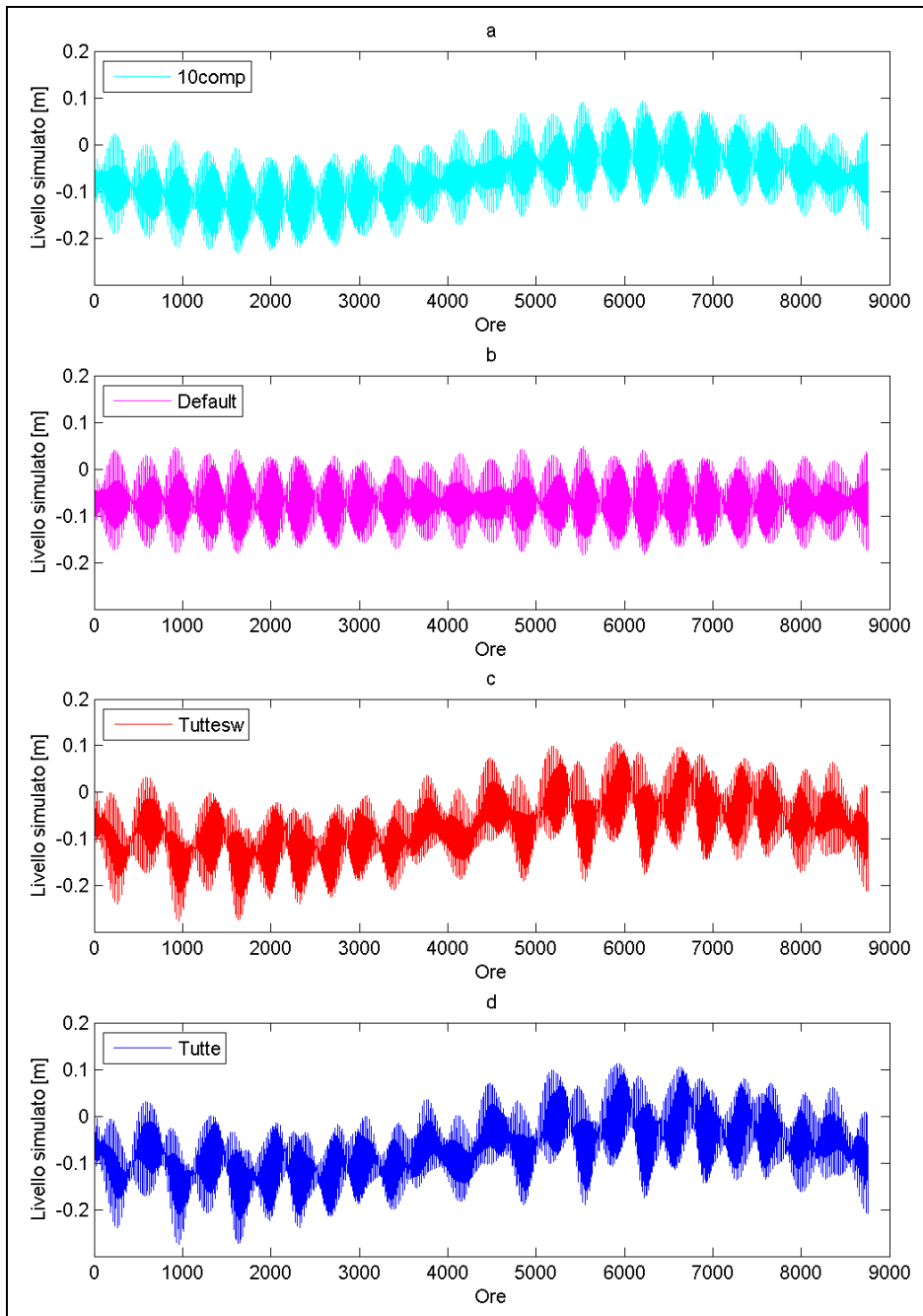


**Figura 7.47** - Confronto fra il livello simulato, il livello misurato, il rumore e gli intervalli temporali delle mareggiate dell'anno 2005.

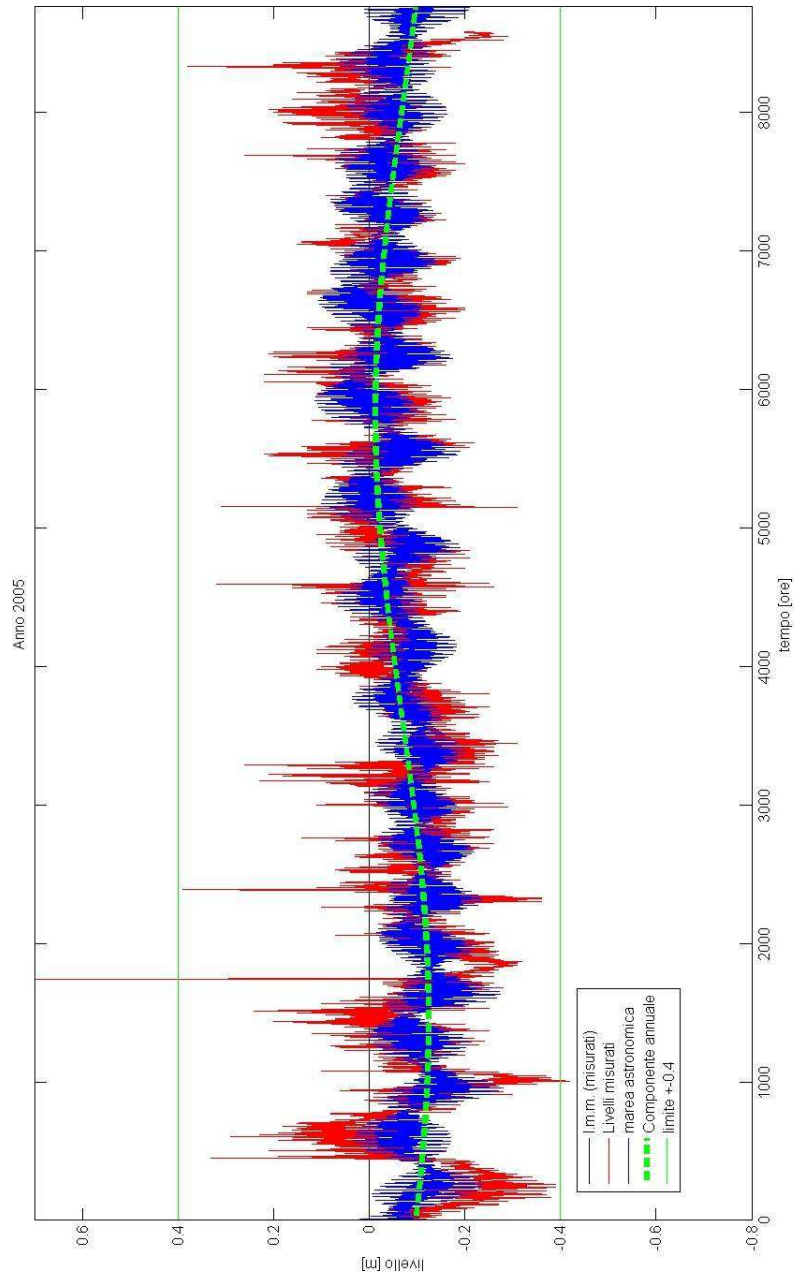
La marea simulata ha ampiezze considerevolmente minori di quelle della marea misurata.

Quest'ultima, infatti, comprende i fattori meteorologici, che non sono contemplati dalle armoniche considerate dal modello T\_TIDE. A maggior ragione la marea simulata non presenta i picchi, che a meno di errori di misurazione sono certamente dovuti ad eventi meteorologici estremi. Va notato che tali eventi indubbiamente influenzano la ricostruzione delle armoniche con il metodo dei minimi quadrati, che verosimilmente presenterebbero minori ampiezze in assenza di tali picchi. È poi da tenere in conto che la ricostruzione delle armoniche con il metodo dei minimi quadrati fa sì che la media dei valori simulati sia la stessa dei valori misurati, mentre non è detto che i fattori meteorologici specifici del sito esaminato comportino innalzamenti e abbassamenti del livello marino, rispetto alla marea astronomica, mediamente della stessa intensità.

La figura 7.46 mostra, ancora per l'anno 2005, la differenza fra la marea misurata e quella simulata della figura 7.45. Tale differenza, che indicheremo come "rumore", è verosimilmente imputabile prevalentemente ai vari fattori meteorologici. In particolare, i picchi sono imputabili alle mareggiate. Per tale ragione, nella stessa figura sono pure riportati gli intervalli temporali nei quali si sono verificate delle mareggiate (tratti neri con linea spessa). Queste ultime sono state da noi individuate dall'analisi delle misure della boa di Mazara del Vallo.



**Figura 7.48** - Confronto delle simulazioni eseguite con le 4 configurazioni: a) *10comp*, b) *Default*, c) *Tuttesw*, d) *Tutte*.



**Figura 7.49** - Le fluttuazioni massime rilevate nel periodo di osservazione risultano dell'ordine di  $\pm 0.4$  m. Tenendo conto della pendenza media della spiaggia, circa 8.36%, si ottiene che la fluttuazione della linea di riva, per effetto delle sole maree, è all'incirca  $\pm 5,71$  m.

Il confronto fra i diagrammi del rumore e delle mareggiate (figura 7.46) mostra che i maggiori picchi si manifestano in concomitanza con le mareggiate. Va osservato che i picchi meno intensi sono imputabili a mareggiate di altezza significativa minore della soglia da noi scelta di 1,5 m, e che d'altra parte le mareggiate da noi considerate potevano avere altezze anche sensibilmente maggiori di 1,5 m. La figura 7.47 riporta, tutte insieme, le informazioni delle figure 7.45 e 7.46, mettendo a confronto la marea misurata, la marea simulata ed il rumore oltre ai periodi di mareggiata. La figura evidenzia gli intervalli temporali nei quali la marea misurata supera quella simulata e viceversa.

Il riconoscimento della contemporaneità fra mareggiate e picchi di rumore è solo qualitativa. D'altra parte se il rumore è dovuto a fattori meteorologici esso può essere studiato, ai fini applicativi, con un approccio statistico. Si pone a questo punto la questione rispetto a quale marea simulata vada determinato il rumore da esaminare statisticamente. Pertanto sono state messe a confronto, per ciascun anno di osservazione, le maree simulate con le quattro configurazioni di T\_TIDE.

La figura 7.48 riporta, a titolo di esempio, i quattro diagrammi relativi all'anno 2005. La figura mostra che la configurazione *default* (figura 7.48b) non riproduce nella simulazione (e nemmeno nella ricostruzione) la componente SA dovuta alla rivoluzione della Terra intorno al Sole. Ciò comporta la mancanza dell'oscillazione di periodo pari ad un anno. Va precisato che, per tale configurazione, non sempre T\_TIDE esclude la componente SA. Le altre tre configurazioni presentano sempre la componente SA, presentandosi dunque come più realistiche. Tuttavia, è stato deciso di scartare la *tuttesw*, perché presenta alcune componenti *shallow-water* che in mancanza di precise indicazioni sulle caratteristiche del sito in esame abbiamo preferito non considerare. Delle due rimanenti, abbiamo infine scelto di adottare la *tutte*, perché ovviamente fornisce più informazioni della *10comp*.

L'analisi armonica delle maree nel sito in studio ha mostrato che le fluttuazioni massime in un anno risultano dell'ordine di 0,04 m (per esempio le fluttuazioni mareali per l'anno 2005 sono mostrati in figura 7.49). Tenendo conto di una pendenza media della spiaggia in prossimità della battigia di circa 8,36%, si ottiene che l'incertezza sulla posizione della linea di costa, per effetto delle sole variazioni di marea è dell'ordine di 10 m (per esempio nel profilo 10 dato che la pendenza è del 8,36%, l'oscillazione di marea sarà compresa tra  $\pm 5,71$  m).

Se si ipotizza che al momento del rilievo cartografico o della ripresa della ortofoto la posizione della linea di costa possa essersi trovata in una delle posizioni estreme corrispondenti alla massima escursione, negativa o positiva, di marea, spostando tale linea parallelamente a se stessa di circa 10 m verso la terra ferma o verso il mare, si determinerebbe quale sarebbe stata invece la posizione della linea di costa nelle due ipotesi considerate.

## 7.12 La fascia d'incertezza

Nonostante la semplice definizione di linea di riva (intersezione tra la superficie della spiaggia e la superficie del livello di quiete del mare), l'azione modellatrice delle forze naturali, rende la localizzazione della posizione di questo limite notevolmente difficile e incerta, stante la sua variabilità temporale e spaziale. Per individuare la fascia

di incertezza è stato necessario conoscere, sulla base delle caratteristiche geomorfologiche della spiaggia, il *run-up* e il *run-down* delle ordinarie mareggiate e le escursioni di marea.

Se si assume  $\mathbf{P}_i$  la linea di riva istantanea e  $\xi$  la posizione della linea di riva incognita, certamente può valere la seguente relazione:

$$\xi - R_d - M_2 \leq P_i \leq \xi + R_u + M_1 \quad (7.1)$$

$$P_i - R_d - M_2 \leq \xi \leq R_u + M_1 + P_i \quad (7.2)$$

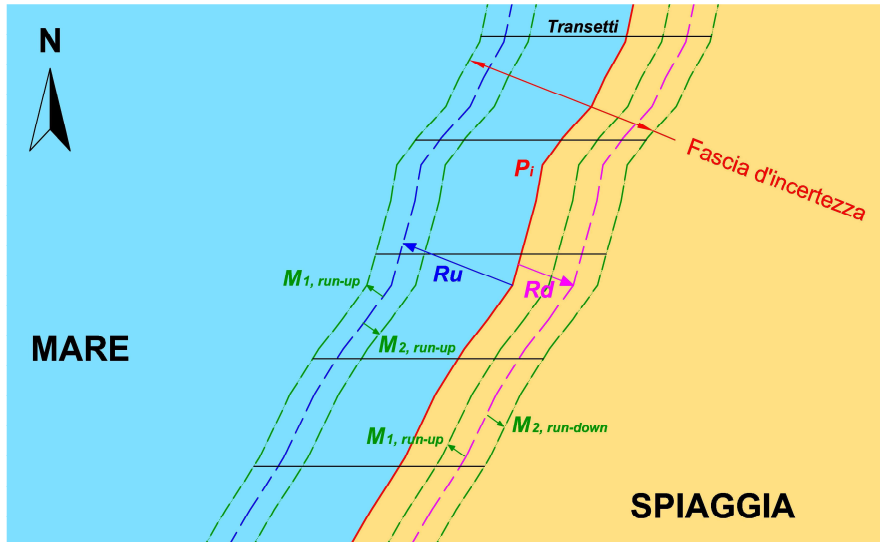
dove  $\mathbf{R}_u$  è il valore di *run-up*,  $\mathbf{R}_d$  è il valore di *run-down*,  $\mathbf{M}_1$  il valore della marea massima ed  $\mathbf{M}_2$  il valore di marea minima. L'espressione 7.2 mostra come la posizione della linea di riva cercata ( $\xi$ ), ricade all'interno di una fascia di incertezza ottenuta tenendo conto delle fluttuazioni delle onde e della marea.

Per identificare i limiti della fascia di incertezza si può utilizzare una qualsiasi immagine aerea purché se ne conosca il giorno, il mese e l'anno della ripresa. Per prima cosa si procede partendo dalla linea corrispondente al limite asciutto/bagnato (linea di riva  $\mathbf{P}_i$ ) ricavabile manualmente (tracciamento tramite operatore) o automaticamente (attraverso *software* specifico) dall'immagine stessa. La linea  $\mathbf{P}_i$  può rappresentare sia il massimo *run-up* sia il massimo *run-down* della mareggiata ordinaria, per questo motivo possiamo ragionare in due modi seguenti. Se si assume la linea  $\mathbf{P}_i$  come equivalente al massimo *run-up*, la possiamo spostare verso il mare, del valore relativo alla mareggiata ordinaria trovando in questo modo un'altra linea ( $\mathbf{R}_u$ ). A questo punto per la linea appena trovata ( $\mathbf{R}_u$ ), esistono due alternative o ci troviamo in condizioni di alta marea oppure di bassa marea. Se le condizioni fossero di alta marea, la linea  $\mathbf{R}_u$  andrebbe traslata verso mare, del valore di massima marea astronomica (relativa ad un anno), trovando in questo modo una nuova linea  $\mathbf{M}_1$ , *run-up*. Al contrario se fossimo stati in condizioni di bassa marea, la linea  $\mathbf{R}_u$  si sarebbe dovuta spostare verso terra, del valore di minima marea astronomica (relativa ad un anno) ricavando così la linea  $\mathbf{M}_2$ , *run-up*. Se invece si assume la linea  $\mathbf{P}_i$  equivalente al minimo *run-up*, tale linea andrà traslata, verso terra, del valore relativo al massimo *run-down* ottenendo una nuova linea ( $\mathbf{R}_d$ ). Come nel caso precedente dalla linea appena ricavata, possiamo trovarci nelle condizioni sia di alta che di bassa marea. Pertanto se fossimo in condizioni di alta marea la linea  $\mathbf{R}_d$  andrebbe traslata verso mare, del valore corrispondente di massima marea ottenendo così una nuova posizione ( $\mathbf{M}_1$ , *run-down*). Se al contrario fossimo stati in condizioni di bassa marea si sarebbe dovuta spostare la linea  $\mathbf{R}_d$  verso terra, del valore corrispondente alla minima marea (linea  $\mathbf{M}_2$ , *run-down*). A questo punto, una volta tracciate tutte le linee relative alle onde delle mareggiate ordinarie e alle maree è possibile distinguere una fascia di incertezza delimitata dalle seguenti linee  $\mathbf{M}_1$ , *run-up* ricavata nell'ipotesi di  $\mathbf{P}_i$  equivalente al massimo *run-up* e dalla linea  $\mathbf{M}_2$ , *run-down*, ottenuta considerando  $\mathbf{P}_i$  equivalente al minimo *run-up*.

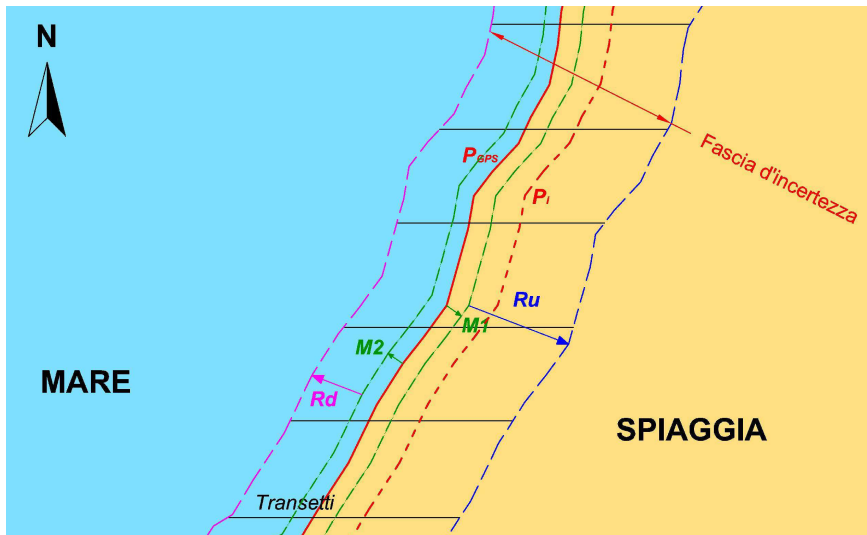
Nell'immagine 7.52 è mostrata la ricostruzione della fascia d'incertezza, attraverso il primo dei due metodi appena descritti, nella spiaggia di Lido Signorino.

L'immagine (7.52-a) utilizzata per identificare la fascia d'incertezza è quella del Volo Italia del 2000 (conosciuta anche con il nome IT 2000 e avente come data di ripresa il 13/05/1999).





**Figura 7.50** - Schema di riferimento per delimitare la fascia d'incertezza, noti la geomorfologia, l'azione delle onde (ordinarie mareggiate) e le maree.



**Figura 7.51** - Schema di riferimento per verificare che la linea di riva tracciata con il metodo topografico ricada all'interno della fascia d'incertezza.

In figura 7.52 b è mostrata la linea di riva istantanea, ovvero quella linea che rappresenta il limite asciutto/bagnato al momento dell'acquisizione dell'immagine. Tale limite è spesso utilizzato come linea di riva rappresentativa dell'anno della ripresa. La 7.52 c invece mostra la linea di riva rilevata (maggio 2010)

**Tabella 7.7** - Per ogni profilo della spiaggia è stata calcolata la larghezza della fascia d'incertezza. In evidenza il profilo 10 visibile in figura 7.52.

Profilo	Pendenza spiaggia	Larghezza fascia d'incertezza [m]	
1	4.95°	8.66 %	19.18
2	5.41°	9.48 %	17.11
3	5.67°	9.93 %	16.71
4	4.99°	8.74 %	19.00
5	5.29°	9.26 %	17.93
6	4.96°	8.67 %	19.16
7	4.20°	7.34 %	22.67
8	4.85°	8.48 %	19.59
9	3.91°	6.83 %	24.37
10	5.30°	9.27 %	17.86
11	3.62°	6.33 %	26.30
12	7.19°	12.61 %	13.13
13	6.20°	10.85 %	15.28
14	6.61°	11.58 %	14.30
15	6.73°	11.79 %	14.05
16	7.01°	12.29 %	13.47
17	4.62°	8.08 %	20.58
18	5.14°	8.99 %	18.47
19	2.61°	4.56 %	36.59
20	3.70°	6.46 %	25.76
21	5.21°	9.11 %	18.21
22	2.44°	4.26 %	39.16
23	3.52°	5.51 %	28.74
24	3.18°	5.56 %	29.97
25	3.65°	6.38 %	26.11
26	3.64°	6.37 %	26.14
<b>Larghezza media</b>			<b>21,53</b>

con il metodo topografico GPS-RTK, seguendo il gradino di battigia. Si nota come quest'ultima sia in una posizione differente rispetto alla linea di riva istantanea.

Le linee che identificano sia il *run-up* sia il *run-down* sulla spiaggia sono mostrate in figura 7.52 d-e, mentre le linee relative all'oscillazione mareale presente nei due casi precedenti sono osservabili in figura 7.52 f-g. Infine, in figura 7.52 h, è mostrata la fascia d'incertezza, nella quale può trovarsi la posizione della linea di riva ( $\xi$ ) definita nell'espressione 7.2. L'ampiezza di tale fascia varia in funzione della pendenza (tabella 7.7) di ogni profilo (per il profilo 10 la larghezza è di 17,86 m) e ha un'ampiezza media di **21,53** m.

La presenza di questa fascia indica che in questa porzione di spiaggia, la linea di riva oscilla avanti e indietro durante tutto l'anno e per tale motivo appartiene più al mare che alla terra. Un utilizzo immediato di questo metodo può essere la delimitazione del demanio marittimo, ovvero verificare quali aree della spiaggia possono essere soggette a vincoli e quali invece no. Per fare questo ci si dovrà scostare di 300 m verso terra a partire dal limite superiore (verso terra) della fascia di incertezza così identificata.



**Figura 7.52** - Sequenza per individuare la fascia d'incertezza nell'immagine aerea (Volo Italia 2000). a) immagine aerea; b) linea di riva (ldr) istantanea; c) ldr ottenuta attraverso il rilievo topografico; d) run-up; e) run-down; f) run-up e effetto marea; g) run-down e effetto marea; h) fascia d'incertezza.

Il metodo adottato può essere usato, anche per verificare che la linea di riva ( $\mathbf{P}_{\text{GPS}}$ ), rilevata mediante GPS RTK, ottenuta unendo tutti i punti con *quota zero* (*Mean Sea Level*, riferito alla marea media in un ciclo lunare), ricada all'interno della fascia di incertezza (figura 7.50). Infatti per fare questo bisogna ipotizzare che la linea  $\mathbf{P}_{\text{GPS}}$  sia o la linea di massima marea oppure quella relativa alla minima marea. Se così fosse la linea  $\mathbf{P}_{\text{GPS}}$  si dovrebbe traslare rispettivamente verso mare del valore di minima marea ( $\mathbf{M2}$ ) e verso terra del valore di massima marea ( $\mathbf{M1}$ ). Una volta ottenute le linee relative all'oscillazione mareale si cercheranno le linee di *run-up* e *run-down*. Per fare questo si trasla sia la linea  $\mathbf{M1}$  del valore di massimo *run-up* ricavando la linea  $\mathbf{R}_u$ , sia la linea  $\mathbf{M2}$  del valore di massimo *run-down* ottenendo la linea  $\mathbf{R}_d$ . La fascia di incertezza sarà data dalla distanza tra le linee  $\mathbf{R}_u$  e  $\mathbf{R}_d$  così ottenute.

## Conclusioni

In questo lavoro si è affrontato il tema della localizzazione della linea di riva, cioè del confine fra la superficie del mare e la costa emersa. La proprietà della linea di riva di costituire il limite della terra emersa conferisce al tema un notevole interesse pratico, sia per la soluzione di controversie fra lo Stato e privati cittadini, fornendo uno strumento per delimitare il demanio, sia per la pianificazione di attività produttive (per esempio, concessioni) e per la gestione del territorio (per esempio, opere di protezione della costa). La natura intrinsecamente dinamica della linea di riva, continuamente cangiante per il perenne fluire della superficie marina sotto l'azione di forzanti quali le maree, le correnti e il moto ondoso, quest'ultimo notevolmente variabile e non facilmente prevedibile, e per la conseguente modellazione della costa, rende tuttavia necessario adottare dei criteri in base ai quali scegliere una posizione "accettabile" della linea di riva fra le infinite possibili. Questa incertezza è riflessa dalle normative dei vari stati costieri che definiscono in modi diversi la linea di riva. Qualunque siano i criteri adottati, resta comunque il problema pratico di studiare delle tecniche adatte alla sua localizzazione.

L'esame della letteratura tecnica ha mostrato che la localizzazione della linea di riva è spesso ottenuta mediante l'analisi di immagini telerilevate, che avviene utilizzando tecniche diverse, ognuna con propri vantaggi e svantaggi rispetto alle altre. Invero, non sono molti i metodi che accoppiano all'analisi delle immagini la considerazione di importanti fattori quali la geomorfologia della spiaggia (emersa e sommersa), il moto ondoso, le maree ed il trasporto solido. In questo studio è stato messo a punto un metodo che tiene conto dei suddetti fattori ad esclusione del trasporto solido. Il metodo, ovviamente, ha utilizzato tecniche tipiche delle diverse discipline interessate, e per verificarne la fattibilità è stato applicato ad un tratto di spiaggia stabile del Mar Mediterraneo ricadente nella Sicilia occidentale (a sud della città di Marsala, Lido Signorino).

Il metodo proposto è partito da uno studio geomorfologico preliminare, necessario allo svolgimento dello studio idraulico. Quest'ultimo è stato svolto identificando anzitutto le "mareggiate ordinarie", così citate in sentenze della Cassazione italiana, che nel presente lavoro sono state assunte come quelle con tempo di ritorno di un anno. Le caratteristiche di tali mareggiate sono state ricavate attraverso due metodi, elaborando le onde misurate a una boa dopo averle trasposte al largo della spiaggia in studio: il primo metodo è la tradizionale analisi statistica (distribuzione Weibull) delle onde trasposte, l'altro, più recente, utilizza il concetto di mareggiata triangolare equivalente. Le caratteristiche delle mareggiate con i due metodi sono risultate analoghe e pertanto nelle successive simulazioni sono stati utilizzati i parametri (altezza d'onda significativa e

periodo) relativi solo al metodo della mareggiata triangolare equivalente. Quest'ultima è stata quindi fatta propagare fin sotto costa, utilizzando il noto modello matematico SWAN. La mareggiata ricostruita sottocosta ha quindi permesso di valutare, mediante una formula empirica ed un apposito modello numerico che hanno fornito risultati analoghi, la massima risalita delle onde sulla spiaggia, nota come run-up. La successiva massima discesa della superficie del mare (risacca), nota come run-down è stata invece valutata solo attraverso il medesimo modello numerico utilizzato per il run-up. L'analisi armonica delle misure mareali in un porto vicino alla spiaggia in studio ha permesso inoltre di ricostruire le fluttuazioni di marea "astronomica". Tutte queste informazioni, la morfologia della spiaggia (emersa e sommersa), il run-up, il run-down, e le fluttuazioni di marea, sono state quindi integrate ed utilizzate per delimitare una banda di spiaggia, attorno alla linea di separazione terra-mare istantanea fissata dalla foto aerea, dentro la quale fluttua la linea di riva. Ovviamente tale risultato è relativo alla mareggiata ordinaria assunta nelle simulazioni e per la conformazione della spiaggia all'atto del rilievo.

Il metodo, come tanti altri proposti nella letteratura tecnica, presenta indiscutibilmente dei limiti, che potranno tuttavia essere superati affinando la ricerca con ulteriori studi e approfondimenti. In particolare, le correzioni apportate alle immagini aeree hanno tenuto conto solo del moto ondoso e delle maree, trascurando le correnti e il trasporto solido, fattori che, in misura più o meno accentuata sono presenti in ogni litorale e possono talvolta risultare fondamentali per la localizzazione della linea di riva. Ovviamente, il metodo qui proposto può essere riproposto per spiagge sabbiose morfologicamente simili a quella studiata, ma che non presentino opere di protezione della costa (pennelli, frangiflutti emersi e sommersi, ecc.). La presenza di tali opere, infatti, richiederebbe un approccio specifico per tenere conto dell'interazione delle onde con le strutture poste a protezione del litorale. Ovviamente, per un corretto studio idraulico, è essenziale l'omogeneità e la continuità nel tempo dei dati registrati di onde e maree, così da consentire uno studio statistico rappresentativo delle caratteristiche del moto ondoso e delle fluttuazioni mareali nel paraggio costiero d'interesse.

A fronte di questi limiti, il metodo presenta apprezzabili vantaggi. L'approccio multidisciplinare (geomorfologico e idraulico) garantisce la considerazione dei diversi fenomeni fisici. Un pregio evidente è quello di chiarire che può essere determinata con accettabile accuratezza non una linea di riva ma solo una banda di fluttuazione della stessa, al cui interno è probabile che tale linea ricada. Questa chiarezza è importante soprattutto perché le immagini aeree sono molto spesso gli unici documenti disponibili della spiaggia, sui quali si basano la ricostruzione attuale della linea di riva e quella storica (evoluzione morfologica del litorale utilizzando foto aeree di anni differenti). Frequentemente in Italia, fino a poco tempo fa, per definire la tendenza evolutiva della linea di riva si eseguiva una semplice sovrapposizione di immagini aeree e se ne osservava l'andamento delle linee asciutto/bagnato tracciate manualmente o automaticamente (con software specifici). Tutto questo portava inevitabilmente ad errori sul posizionamento della stessa, evidenziati dal metodo proposto nel presente lavoro.

Il metodo, in definitiva, pur nei suoi limiti costituisce un contributo concreto nell'approccio all'importante problema di delimitare la costa.

# Bibliografia

- Abbott, M.B., Damsgaard, A., Rodenhuis, G.S., 1973. System 21, jupiter, a design system for two-dimensional nearly horizontal flows. In *Journal Hydraulic Research*, Vol. 11, pp. 11-28.
- Addo, A.K., Walkden, M., Mills, J.P., 2008. Detection, measurement and prediction of shoreline recession in Accra, Ghana. In *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, Vol. 63, pp. 543-558.
- Ahrens, J.P., 1981. Irregular wave run-up on smooth slopes, Q CETA No. 81-17, U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center, Ft. Belvoir, VA.
- Ahrens, J.P., Seelig, W.N., Ward, D.L., Allsop, W., 1993. Wave Run-up on and wave reflection from coastal structures, in *Proceedings of Ocean Wave Measurement and Analysis (Waves '93) Conference*. American Society of Civil Engineers, pp. 489-502.
- Anders, F.J., Byrnes, M.R., 1991. Accuracy of shoreline change rates as determined from maps and aerial photographs. In *Shore and Beach*, Vol. 59(1), pp.17-26.
- Andr fou t, S., and Kramer, P., Torres-Pulliza, D., Joyce, K.E., Hochberg, E.J., Garza-P rez, R., Mumby, P.J., Riegl, B., Yamano, H., White, W.H., e altri, 2003. Multi-site evaluation of IKONOS data for classification of tropical coral reef environments. In *Remote Sensing of Environment*, Vol. 88(1-2), pp. 128-143.
- Anfuso, G., Pranzini, E., Vitale, G., 2011. An integrated approach to coastal erosion problems in northern Tuscany (Italy): Littoral morphological evolution and cell distribution. In *Geomorphology*, Vol. 121, pp. 204-214.
- Archetti, R., Romagnoli, C., 2011. Analysis of the effects of different storm events on shoreline dynamics of an artificially embayed beach. In *Earth Surface Processes And Landforms*, Vol. 36, pp. 1449-1463.
- Aufr re, L., 1936. Le role du climat dans l'activit  morphologique littorale. In *Proc. 14th Int. Geographical Congress, 1934, Varsavia*, Vol. 2, pp.189-195.
- Baghdadi, N., Gratiot, N., Lefebvre, J.P., Oliveros, C., Bourguignon, A., 2004. Coastline and mudbank monitoring in French Guiana: contributions of radar and optical satellite imagery. In *Canadian Journal of Remote Sensing*, Vol. 30(2), pp. 109-122.
- Battjes, J. A., 1974. Surf similarity. *Proc. 14th Coastal Engineering Conference, ASCE*, pp. 466-480.
- Battjes, J.A., 1974a. Surf similarity, in *Proceedings of the 14<sup>th</sup> International Coastal Engineering Conference*, vol. 1. American Society of Civil Engineers, pp. 466-480.

- Battjes, J.A., 1974b. Computation of set-up, longshore currents, run-up and overtopping due to wind-generated waves, Report 74-2, Committee on Hydraulics, Department of Civil Engineering, Delft University of Technology, Delft, The Netherlands.
- Benassai, E., 2008. Le dighe maritime, Liguori editore, pp.373.
- Boak, E.H., Turner, L., 2005. Shoreline definition and detection: a review. In *Journal of Coastal Research*, Vol. 21(4), pp. 688-703.
- Boccotti, P., 2000. *Wave mechanics for ocean engineering*. Elsevier Science, pp.496.
- Bodge, K.R., 1992. Representing equilibrium beach profiles with an exponential expression. In *Journal of Coastal research*, Vol. 8, pp. 47-55.
- Bonnanno, A., Ciabatti, P., Liguori, V., Provenzano M.C., Sortino, G., 2000. Studio idrogeologico ed idrochimico dell'acquifero multifalda della piana di Castelvetrano e Campobello di Mazzara (Sicilia Occidentale), in *Quaderni di geologia applicata*, Vol. 4, pp.45-59.
- Borgman, L.E., 1970. Maximum Wave Height Probabilities for a Random Number of Random Intensity Storms, in *12 Conf. Coastal Engineering.*, pp. 53-64.
- Bowen, A.J., Guza, R.T., 1978. Edge waves and surf beat. In *Journal of Geophysical Research*, Vol. 83(C4), pp. 1913-1920.
- Bowen, A.J., Inman, D.L., Simmons, V.P., 1968. Wave set-down and setup. In *Geophysics Research*, Vol. 73(8), pp. 2569-2577.
- Brunel, C., Sabatier, F., 2009. Potential influence of sea-level rise in controlling shoreline position on the French Mediterranean Coast. In *Geomorphology*, Vol. 107(1-2), pp. 47-57.
- Butt, T., Russell, P., 2000. Hydrodynamics and cross-shore sediment transport in the swash-zone of natural beaches: a review. In *Journal of Coastal Research*, Vol. 16(2), pp. 255-268.
- Byrnes, M.R., Hiland, M.W., 1994. Shoreline position and nearshore bathymetric change. In: Kraus, N.C., Gorman, L.T., Pope, J., (ed.), *Kings Bay Coastal and Estuarine Physical Monitoring and Evaluation Program*. In *Coastal Studies*, Army Corps of Engineers Technical Report CERC-94-9.
- Byrnes, M.R., McBride, R.A., Hiland, M.W., 1991. Accuracy standards and development of a national shoreline change database, in *Proceedings of the Coastal Sediments '91* (Seattle, Washington), pp. 1027-1042.
- Carrier, G.F., Greenspan, H.P., 1958. Water waves of finite amplitude on a sloping beach. In *Journal Fluid Mechanics*, Vol. 4, pp. 97-109.
- Chen, W.W., Chang, H.K., 2009. Estimation of shoreline position and change from satellite images. In *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol. 84(1), pp.54-60.
- Chen, L.C., Rau, J.Y., 1998. Detection of shoreline changes for tideland areas using multi-temporal satellite images. In *Remote Sensing*, Vol. 19(17), pp. 3383-3397.
- Clark, J.R., 1996. *Coastal Zone Management Handbook*, Lewis Publisher, CRC, Boca Rota Florida.
- Clow, J.B., Leatherman, S.P., 1984. Metric mapping: An automated technique of shoreline mapping, in *Proceedings, 44th American Congress on Surveying and Mapping*. Falls Church, Virginia: American Society of Photogrammetry, pp. 309-318.



- Coastal Engineering Research Center, 1984. Shore Protection Manual, Volumes 1 and 2. Washington, DC: US Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Coastal Engineering.
- Coastal Engineering Research Center, 2008. Shore Protection Manual, Volumes 1 and 2, Washington, DC: US Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Coastal Engineering.
- Corsini, S., Inghilesi, R., 2006. Atlante delle onde nei mari italiani. APAT, Roma, Vol. 5.
- Cotton, C.A., 1952. Criteria for the classification of coasts. In Proc. 17<sup>th</sup> Conf., int. Geographical Union, Washington DC, pp. 315-319.
- Crowell, M., Leatherman, S.P., BUCKLEY, M.K., 1991. Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. In Journal of Coastal Research, Vol. 7(3), pp. 839-852.
- Dalrymple, R.A., Lozano, C.J., 1978. Wave-current interaction models for rip currents. In Journal of Geophysical Research, Vol. 83, pp. 6063-6071.
- D'Alessandro, F., Tomasicchio G.R., 2008. The BCI criterion for the initiation of breaking process in Boussinesq – type equations wave models. Coastal Engineering, Vol. 55(12), pp.1174-1184.
- D'Angelo, U., Vernuccio, S., 1996. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia Carta Geologica, Foglio 617 "Marsala" scala 1:50.000, Servizio Geologico d'Italia.
- Davies, J.L., 1977. Geographical Variations in Coastal Development. Longman, New York, pp. 204
- De Martone, E., 1909. Traitè de Geographie Physique. Colin, Parigi, pp. 1057.
- Dean, R.G., 1991. Equilibrium beach profiles: characteristics and applications. In Journal Coastal Research, Vol. 7, pp. 53-84.
- Deronde, B., Houthuys, R., Debrun, W., Fransaeer, D., Van Lancker, V., Henriet, J.P., 2006. Use of airborne hyperspectral data and laserscan data to study beach morphodynamics along the Belgian coast. In Journal of Coastal Research, Vol. 22, pp. 1108-1117.
- Dolan, R., Hayden, B.P., Heywood, J., 1978. A new photogrammetric method for determining shoreline erosion. In Coastal Engineering, Vol. 2(1), pp. 21-39.
- Dolan, R., Hayden, B.P., May, P., May, S., 1980. The reliability of shoreline change measurements from aerial photographs. In Shore and Beach, Vol. 48(4), pp. 22-29.
- Dolan, R.; Hayden, B.P., May, S., 1983. Erosion of the US shorelines. In Komar, P.D. (ed.), CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion. Boca Raton, Florida: CRC Press, pp. 285-299.
- Dong, P., Chen, H., 1999. A probability method for predicting time-dependent long-term shoreline erosion. In Coastal Engineering, Vol. 36(3), pp. 243-261.
- Doodson, A.T., 1921: The harmonic development of the tide-generating potential, in Proceedings of the Royal Society of London. Series A, The Royal Society, pp.100-305.
- Douglas, B.C., Crowell, M., 2000. Long-term shoreline position prediction and error propagation. In Journal of Coastal Research, Vol. 16(1), pp. 145-152.
- Douglass, S.L., 1992. Estimating extreme values of run-up on beaches. Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, Vol. 118(2), pp. 220-224.

- Elassal, A.A., Malhotra, R.C., 1987. General Integrated Analytical Triangulation Program (GIANT) User's Guide. Rockville, Maryland, in National Oceanic and Atmospheric Administration Technical Report NOS 126 CGS pp. 11-66.
- Elfrink, B. Baldock, T., 2002. Hydrodynamics and sediment transport in the swash zone: a review and perspectives. In *Coastal Engineering*, Vol. 45(3-4), pp. 149-167.
- Elgar, S., Guza, R.T., Seymour, R.J., 1984. Groups of waves in shallow water. In *Journal Geophysics. Research*, Vol. 89(C3), pp. 3623-3634.
- Ellis, M.Y., (ed.), 1978. *Coastal Mapping Handbook*. Washington: U.S. Department of Commerce, U.S. Department of the Interior, pp. 199.
- Erikson, L., Larson, M., Hanson, H., 2005. Prediction of swash motion and run-up including the effects of swash interaction. In *Coastal engineering*, Vol. 52(3), pp. 285-302.
- Fenster, M.S., Dolan, R., Morton, R.A., 2001. Coastal storms and shoreline change: signal or noise?. In *Journal of Coastal Research*, Vol. 17(3), pp. 714-720.
- Fisher, J.J., Simpson, E.J., 1979. Washover and tidal sedimentation rates as environmental factors in development of a trasgressive barrier shoreline. In: Leatherman, S.P., (ed.), *Barrier Islands*. New York: Academic P, pp. 127-148.
- Frihy, O.E., 2009. Morphodynamic implications for shoreline management of the western-Mediterranean sector of Egypt. In *Environmental Geology*, Vol. 58(6), pp. 1177-1189.
- Gallagher, B., 1971. Generation of surf beat by non-linear wave interactions. In *Journal Fluid Mechanics*, Vol. 49(1), pp. 1-20.
- Gulliver, F.P. 1899. Shoreline topography. In *Proc. Am. Academy of arts and sciences*, Vol. 34, pp. 151-258.
- Guza, R.T., Bowen A.J., 1946. Resonant interactions for waves breaking on a beach, in 15<sup>th</sup> Coast Engineering Conference, ASCE, pp. 560-579.
- Guza, R.T., Thornton, E.B., 1980. Local and shoaled comparisons of sea surface elevations, pressure, and velocities. In *Journal Geophysics Research*, Vol. 85(C3), pp. 1524-1530.
- Guza, R.T., Thornton, E.B., 1981. Wave setup on a natural beach. In *Journal Geophysics Research*, Vol. 86(C5), pp. 4133-4137.
- Guza, R.T., Thornton, E.B., 1982. Swash oscillations on a natural beach. In *Journal Geophysics Research*, Vol. 87(C1), pp. 483-491.
- Guza, R.T., Thornton, E.B., 1985b. Observation of surf beat. In *Journal Geophysics Research*, Vol. 90(C2), pp. 3161-3172.
- Guza, R.T., Thornton, E.B., Holman, R.A., 1984. Swash on steep and shallow beaches, in 19<sup>th</sup> Coast Engineering Conference, ASCE, pp. 708-723.
- Hanson, H. Kraus, N., 1989. GENESIS: Generalized model for simulating shoreline change Technique Report CERC, pp. 89-19.
- Harley, M.D., Turner, I.L., Short, A.D., Ranasinghe, R., 2010. Assessment and integration of conventional, RTK-GPS and image-derived beach survey methods for daily to decadal coastal monitoring. In *Coastal Engineering*, Vol. 58, pp. 194-205.
- Hasselmann, K., Barnett, T.P., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D.E., Enke, E., Ewing, J.A., Gienapp, H., Hasselmann, D.E., Kruseman, P., Merburg, A., Muller, P., Olbers D.J., Richter, K., Sell W., Walden, H., 1973. Measurements of wind-wave

- growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP), *Deutsche Hydr. Zeit, Reihe Vol. 8(12)*, pp. 95.
- Hiland, M.W., Byrnes, M.R., McBride, R.A., Jones, F.W., 1993. Change analysis and spatial information management for coastal environments. In *Microstation Manager*, March, pp. 58-61.
- Holland, K.T., Holman, R.A., 1993. The statistical distribution of swash maxima on natural beaches. In *Journal Geophysics Research*, Vol. 98(C6), pp. 10271-10278.
- Holland, K.T., Raubenheimer, B., Guza, R.T., Holman, R.A., 1995. Run-up kinematics on a natural beach. In *Journal Geophysics Research*, Vol. 100(C3), pp. 4985-4993.
- Holman, R.A., 1986. Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. In *Coastal Engineering*, Vol. 9, pp. 527-544.
- Holman, R.A., Bowen, A.J., 1979. Edge waves on complex beach profiles. In *Journal Geophysics Research*, Vol. 84(C10), pp. 6339-6346
- Holman, R.A., Guza, R.T., 1984. Measuring run-up on a natural beach. In *Coastal Engineering*, Vol. 8, pp. 129-140.
- Holman, R.A., Sallenger, A.H., Jr. 1985. Setup and swash on a natural beach. In *Journal Geophysics Research*, Vol. 90(C1), pp. 945-953.
- Hughes, S.A., 2004. Estimation of wave run-up on smooth, impermeable slopes using the wave momentum flux parameter. In *Coastal Engineering*, Vol. 51(11-12), pp. 1085-1104.
- Hunt, I.A., Jr., 1959. Design of seawalls and breakwaters. In *Port, Coast And Ocean Engineering ASCE*, Vol. 85(3), pp. 123-152.
- Huntley, D.A., Guza, R.T., Bowen, A.J., 1977. A universal form for shoreline run-up spectra. In *Journal Geophysics. Research*, Vol. 82(18), pp. 2577-2581.
- Inman, D.L., Nosrdstrom, C.E. 1971. On the tectonic and morphological classification of coast. In *Journal Geology*, Vol. 79, pp. 1-21.
- Jhonson, D.W., 1919. *Shore processes and shoreline development*. Jhon Wiley & Sons, New York, pp. 584.
- Kim, S.Y., Terrill, E.J., Cornuelle, B.D., Jones, B., Washburn, L., Moline, M.A., Paduan, J.D., Garfield, N., Largier, J.L., Crawford, G., e altri, 2011. Observations of high-resolution coastal surface circulation on the US West Coast. In *Journal of Coastal Research*, Vol. 116.
- Kinsman, B., 1984. *Wind waves: their generation and propagation on the ocean surface*, Dover Publications, pp. 704
- Kobayashi, N., Cox, D.T., Wurjanto, A., 1990. Irregular wave reflection and run-up on rough impermeable slopes. In *Journal Wtrwy., Port., Coast and Oc. Engrg., ASCE*, Vol. 116(6), pp. 708-726.
- Kobayashi, N., DeSilva, G.S., Watson, K.D., 1989. Wave transformation and swash oscillation on gentle and steep slopes. In *Journal Geophysics Research*, Vol. 94(C1), pp. 951-966.
- Kobayashi, N., Karjadi, E.A., 1996. Obliquely incident irregular waves in surf and swash zone. In *Journal Geophysics Research*, Vol. 101(C3), pp. 6527-6542.
- Kobayashi, N., Wurjanto, A., 1992a. Irregular wave setup and run-up on beaches. In *Journal Wtrwy., Port., Coast and Oc. Engrg., ASCE*, Vol. 118(4), pp. 368-386.
- Komar, P.D., 1998. *Beach Processes and Sedimentation*. Upper Saddle River, New Jersey: Prentice Hall Inc., p. 544.

- Komen, G.J., Cavaleri, L., Donela, M., 1996. Dynamics and modelling of ocean waves. Press by Cambridge University.
- Kumar, A., Narayana, A.C., Jayappa, K.S., 2010. Shoreline changes and morphology of spits along southern Karnataka, west coast of India: A remote sensing and statistics-based approach. In *Geomorphology*, Vol. 120, pp. 133-152.
- Leatherman, S.P., 1983. Historical and projected shoreline mapping, in *Proceedings of the Coastal Zone '83* (San Diego, California), pp. 2902-2910.
- Leatherman, S.P., 1983. Shoreline mapping: A comparison of techniques. In *Shore and Beach*, Vol. 51, pp. 28-33.
- Leatherman, S.P., 2001. Social and economic costs of sea level rise. In Douglas, B.C., Kearney, M.S. and Leatherman, S.P., (eds.). *Sea level rise history and consequences*. San Diego California: Accademic Press., pp.232.
- Lee, D.S., Shan, J., 2003. Combining Lidar elevation data and IKONOS multispectral imagery for coastal classification mapping. In *Marine Geodesy*, Vol. 26, pp. 117-127.
- Lee, J.S., Jurkevich, I., 1990. Coastline detection and tracing in SAR images. *IEEE. In Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 28, pp. 662-668.
- Lippmann, T.C., Holman R.A., 1989. Quantification of sandbar morphology: A video technique based on wave dissipation. In *Journal Geophysics, Research*, Vol. 94, pp. 995- 1011.
- List, J.H., Farris, A.S., 1999. Large-scale shoreline response to storms and fair weather, in *Proceedings of the Coastal Sediments '99* (Long Island, New York), pp. 1324-1337.
- Liu, H., Sherman, D., Gu, S., 2007. Automated extraction of shorelines from airborne light detection and ranging data and accuracy assessment based on Monte Carlo simulation. In *Journal of Coastal Research*, Vol. 23, pp. 1359-1369.
- Longuet-Higgins M.S., 1969. A nonlinear mechanism for the generation of sea waves, *Proc. R. Soc. Ser. A*. 311, pp 371-89.
- Longuet-Higgins, M.S., Stewart, R.W. 1962. Radiation stresses and mass transport in gravity waves, with application to surf beat. In *Journal Fluid Mechanics*, Vol. 13, pp. 481-504.
- Lo Re, C., Musumeci, R.E., Foti, E., 2011. A shoreline boundary condition for a highly nonlinear Boussinesq model for breaking waves, *Coastal Engineering*. In Press, ISSN 0378-3839, DOI 10.1016/j.coastaleng.2011.08.003.
- Madsen, P.A., Sorensen, O.R., Schäffer H.A., 1997. Surf zone dynamics simulated by a Boussinesq type model. Part I. Model description and cross-shore motion of regular waves. In *Coastal Engineering*, Vol. 32(4), pp. 255-287.
- Maiti, S., Bhattacharya, A.K., 2009. Shoreline change analysis and its application to prediction: A remote sensing and statistics based approach. In *Marine Geology*, Vol. 257, pp. 11-23.
- Mase, H., 1989. Random wave runup height on gentle slope. In *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, Vol. 115(5), pp. 649-661.
- May, S.K.; Kimball, W.H.; Grady, N., Dolan, R., 1982. CEIS: The Coastal Erosion Information System. In *Shore and Beach*, Vol. 50, pp. 19-26.
- McBeth, F.H., 1956. A method of shoreline delineation. In *Photogrammetric Engineering*, Vol. 22(2), pp. 400-405.

- McBride, R.A., Hiland, M.W., Penland, S., Williams, S.J., Byrnes, M.R., Westphal, K.A. Jaffe, B.E., Sallenger, A.H., 1991. Mapping barrier island changes in Louisiana: Techniques, accuracy and results. In Kraus, N.C. (ed.), *Coastal Sediments '91*, (ASCE), pp. 1011-1026.
- Mei, C.C., 1983. *The Applied Dynamics of Ocean Surface Waves*. New York: Wiley-Interscience.
- Meyer, R.E., Taylor, A.D., 1972. Run-up on beaches, in *Waves on Beaches and Resulting Sediment Transport*, edited by R. E. Meyer, pp. 357– 411,
- Miche, R., 1951. Le pouvoir réfléchissant des ouvrage maritimes exposés à l'action de la houle. In *Ann. Point Chaussees*, Vol. 121, pp. 285-319.
- Miles, J.W., 1957. On the generation of surface waves by shear flows. In *Journal Fluid Mechanics*, Vol. 3, pp. 185-204.
- Moore, L.J., 1994. High technology options in coastal mapping (abs.), in *EOS Supplement, American Geophysical Union Fall Meeting*, Vol. 1, p. 340.
- Morton, R.A., Speed, F.M., 1998. Evaluation of shorelines and legal boundaries controlled by water levels on sandy beaches. In *Journal of Coastal Research*, Vol. 14(4), pp. 1373-1384.
- Musumeci, R.E., Svendsen, I.A., Veeramony, J., 2005. The flow in the surf zone: a fully nonlinear Boussinesq-type of approach. In *Coastal Engineering*, Vol. 52, pp. 565-598.
- Nielsen, P., 1988. Wave setup: A field study. In *Journal Geophysics. Research*, Vol. 93(C12), pp. 15643-15652.
- Nielsen, P., 1989. Wave setup and run-up: An integrated approach. In *Coastal Engineering*, Vol. 13, pp. 1-9.
- Nielsen, P., 1990. Tidal dynamics of the water table in beaches. In *Water Resources Research*, Vol. 26(9), pp. 2127-2134.
- Nielsen, P., Hanslow, D.J., 1991. Wave run-up distributions on natural beaches. In *Journal of Coastal Research*, Vol. 7, pp. 1139-1152.
- Noli, A., Mita, M., 2005. Difesa delle coste e salvaguardia dei litorali; analisi delle caratteristiche meteo-marine al largo e a riva e valutazione dei processi evolutivi costieri. Ed. Podis, pp.367.
- Osborne, P.D., Rooker, G.A., 1999. Sand re-suspension events in a high energy infragravity swash zone. In *Journal of Coastal Research*, Vol. 15(1), pp. 74-86.
- Pajak, M.J., Leatherman, S.P., 2002. The high water line as shoreline indicator. In *Journal of Coastal Research*, Vol. 18(2), pp. 329-337.
- Panizza, M., 2005. *Manuale di geomorfologia applicata*, FrancoAngeli, pp.530
- Parker, B.B., 2003. The Difficulties in Measuring a Consistently Defined Shoreline-the Problem of Vertical Referencing. In *Journal of Coastal Research*, Vol. 2003, pp. 44-56.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S., 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE\*1. In *Computers & Geosciences*, Vol.28(8), pp. 929-937.
- Phillips, O.M., 1957. On the generation of waves by turbulent winds. In *Journal Fluid Mechanics* Vol. 2, pp 417-445.

- Pierson Jr, W.J., Moskowitz, L., 1964. A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of Kitaigorodskii S.A. In *Journal of geophysical research*, Vol. 69, pp. 5181-5190.
- Peregrine, D.,H., 1967. Long waves on a beach. In *Journal of Fluid Mechanics* Vol. 27, pp. 815-827.
- Peregrine, D.H., 1996. Calculations of the development of an ondular bore. In *Journal Fluid Mechanics*, Vo. 25, 321-331.
- Pranzini, E., 2004. La forma delle coste: geomorfologia costiera impatto antropico e difesa dei litorali, Zanichelli, pp.245.
- Price, W.A., 1954. Correlation of shoreline types with offshore bottom conditions in the Gulf of Mexico. In *Proc. Coastal Geographic Conference*, Washington, pp. 11-30.
- Raubenheimer, B., Guza, R.T., 1996. Observations and predictions of run-up. In *Journal Geophysics Research*, Vol. 101(C10), pp. 25575-25587.
- Raubenheimer, B., Guza, R.T., Elgar, S., and Kobayashi, N., 1995. Swash on a gently sloping beach. In *Journal Geophysics. Research*, Vol. 100(C5), pp. 8751-8760.
- Ruggieri, G.,Unti, M., 1974. Pliocene e Pleistocene nell'entroterra di Marsala. In *Bollettino della Società Geologica Italiana*, Vol. 93(3), pp.723-733.
- Ruggieri, G.,Unti, M., 1975. Il Quaternario del pianoro di S. Margherita Belice (Sicilia). In *Bollettino della Società Geologica Italiana*, Vol. 96(5-6), pp.803-812.
- Ruggieri, G., Unti., M., Moroni, A., 1977. La calcarenite di Marsala (Pleistocene inferiore) e i terreni contermini. *Bollettino Società geologica italiana*, Vol. 94(6), pp. 1623-1657.
- Ruggiero, P, List, J.H., Hanes, D.M., Eshleman, J. 2006. Probabilistic Shoreline Change Modeling, in *30th International Conference on Coastal Engineering*, September 2006, San Diego, CA, Vol. 30, pp. 1-12.
- Ruggiero, P., Komar, P.D., McDougal, W.G., Beach, R.A., 1996. Extreme water levels, wave run-up and coastal erosion, in *25th Coastal Engineering Conference*, ASCE, pp. 2793-2805.
- Ruggiero, P., Komar, P.D., McDougal, W.G., Marra, J.J., Beach, R.A., 2001. Wave run-up, extreme water levels and the erosion of properties backing beaches. In *Journal of Coastal Research*, Vol. 17(2), pp. 407-419.
- Ruessink, B.G.,Houwman, K.T.,Hoekstra, P., 1998. The systematic contribution of transporting mechanisms to the cross-shore sediment transport in water depths of 3 to 9 m. In *Marine Geology*, Vol. 152, pp. 295-324.
- Russel, R.J., 1967. *River Plains and Sea Coasts*. University of California Press, Berkeley, pp. 173.
- Sallenger Jr, A.H., 2000. Storm impact scale for barrier islands. In *Journal of Coastal Research*, Vol. 16(3), pp. 890-895.
- Saville, T., 1962. Freeboard allowances for waves in inland reservoirs. In *Journal of the Waterways and Harbours Division*, ASCE, Vol.18, WW2.
- Scarsi, G., 2009. *Elementi di idraulica marittima e costiera*. Ed. Aracne, pp. 608.
- Seymour R.J., 1977. Estimating wave generation on restricted fetches. In *Journal of the Waterway Port Coastal and Ocean Division*, ASCE, Vol. 103 WW2.
- Seymour, R., Guza, R.T., O'Reily, W., Elgar, S., 2005. Rapid erosion of a small southern California beach fill. In *Coastal Engineering*, Vol. 52, pp. 151-158.

- Shalowitz, A.L., 1964. Shoreline and Sea Boundaries. VI. Washington, DC: U.S. Department of Commerce, Coast and Geodetic Survey, U.S. Government Printing Office, pp. 420.
- Shepard, F.P., 1976. Coastal classification and changing coastlines. In *Geoscience and Man*, Vol. 14, pp. 53-56.
- Shoshany, M., Degani, A., 1992. Shoreline detection by digital image processing of aerial photography. In *Journal of Coastal Research*, Vol. 8(1), pp. 29-34.
- Schureman P., 1940. Manual of harmonic analysis and prediction of tides. U. S. Department of Commerce, Coast and Geodetic Survey.
- Slama, C.C., (ed.), 1980. Manual of Photogrammetry. Falls Church, Virginia: American Society of Photogrammetry, 1056p.
- Smith, A.W.S., Jackson, L.A., 1992. The variability in width of the visible beach. In *Shore and Beach*, Vol. 60(2), pp. 7-14.
- Smith, G.L., Zarillo, G.A., 1990. Calculating long-term shoreline recession rates using aerial photographic and beach profiling techniques. In *Journal of Coastal Research*, Vol. 6(1), pp. 111-120.
- Smith, J.A., Largier, J.L., 1995. Observations of nearshore circulation: Rip currents. In *Journal Geophysics Research*, Vol. 100(C6), pp. 10967-10975.
- Stafford, D.B., Langfelder, J., 1971. Air photo survey of coastal erosion. In *Photogrammetric Engineering*, Vol. 37(6), pp. 565-575.
- Stokdon, H.F., Holman, R.A., Howd, P.A., Sallenger A.H., 2006. Empirical parameterization of setup, swash and run-up. In *Coastal Engineering*, Vol.53(7), pp. 573-588.
- Stoker, J.J., 1947. Surface waves in water of variable depth. In *Q. Appl. Math.*, Vol. 5(1), pp. 1- 54.
- Stralher, A., 1984. *Geografia Fisica*. Piccin Editore, pp. 664
- Suess, E., 1888. *Das Anlitz der Erde*. F. Tempsky, Vienna, pp. 778. Ed. Inglese: *The face of the Earth*, Oxford University Press, Londra, 1906, vol.5.
- Sverdrup H.U., Munk W. H., 1947. *Wind, Sea, and Swell, Theory of Relations for Forecasting*, U.S. Navy Hydrographic Office, H.O. Pub. No. 601.
- Thieler, E.R., Danforth, W.W., 1994a. Historical shoreline mapping (I): Improving techniques and reducing positioning er-rors. In *Journal of Coastal Research*, Vol. 10(3), pp. 549-563.
- Thieler, E.R., Danforth, W.W., 1994b. Historical shoreline mapping (II): Applications of the Digital Shoreline Mapping and Analysis Systems (DSMS/DSAS) to shoreline change mapping in Puerto Rico. In *Journal of Coastal Research*, Vol. 10(3), pp. 600-620.
- Thornton, E.B., Humiston, R.T., Birkemeier, W., 1996. Bar/trough generation on a natural beach. *Journal Geophysics Research*, Vol. 101(C5), pp. 12097-12110.
- Tomasicchio U., 2001. *Manuale di Ingegneria portuale e costiera*, BIOS, pp. 713
- Trowbridge, J.H., Young, D., 1989. Sand transport by unbroken water waves under sheet flow conditions. In *Journal Geophysics Research*, Vol. 94(C8), pp. 10971-10991.
- Turner, I., 1993. Water table outcropping on macro-tidal beaches: A simulation model. In *Marine Geology*, Vol. 115, pp. 227-238.
- Valentin, H., 1952. *Die Kusten der Erde*. Petermans Geogr. Mitt., Suppl., pp. 118-246.

- Valpreda, E., Simeoni, U., 2003. Assessment of coastal erosion susceptibility at the national scale: the Italian case. In *Journal of Coastal Conservation*, Vol. 9, pp. 43-48.
- Van der Meer, J.W., Stam, C.J.M., 1992. Wave run-up on smooth and rock slopes of coastal structures. In *Journal of waterway, port, coastal and ocean engineering*, Vol. 118(5), pp. 534-550.
- Veeramony, J., Svendsen, I.A., 1999. Modeling the flow in surf zone waves, in Research report CACR -99-04, Center for Applied Coastal Research, University of Delaware.
- Veeramony, J., Svendsen, I.A., 2000. The flow in the surf-zone waves. In *Coastal Engineering*, Vo. 39, pp.93-122.
- Vincent, C.L., 1984. Deepwater Wind Wave Growth with Fetch and Duration, DTIC Document.
- Walton T.L., Ahrens J., 1989, Maximum periodic wave run-up on smooth slopes, In *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, Vol. 115, pp. 703-708.
- Wassing, F., 1957. Model investigation on wave run-up carried out in the Netherlands during the past twenty years, in *Proceedings of the 6th International Coastal Engineering Conference*. American Society of Civil Engineers, pp. 700-714.
- Wei, G., Kirby, J.T., Grilli, S.T., Subramanya. R., 1995. A fully non linear Boussinesq model for surface waves. i. highly non linear, unsteady waves. In *Journal Fluid Mechanics*, Vol. 294, pp.71-92.
- West Coast surface circulation: A multiyear analysis of high-frequency radar observations. In *Journal of Geophysical Research*, Vol. 116, pp. 1-15.
- Zarillo, G.A., Kelley, J., Larson, V., 2008. A GIS Based Tool for Extracting Shoreline Positions from Aerial Imagery (BeachTools) Revised. In *Coastal and Hydraulics Engineering Technical Note CHETN IV-37*, US Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS, Vol. 12, pp. 1-14.
- Zhang, K., Douglas. B.C., Leatherman, S.P., 2001. Beach erosion potential for severe nor'easters. In *Journal of Coastal Research*, Vol. 17(2), pp. 309-321.



## Elenco dei simboli

$a$	altezza del triangolo della “mareggiata triangolare equivalente”
$a_{10}$	valore medio decennale delle altezze delle “mareggiate triangolari”
$\alpha'$	coefficiente dello spettro P-M
$A$	altezza d'onda
$A_i$	semi ampiezza mareale
$b$	base (durata) del triangolo della “mareggiata triangolare equivalente”
$b_{10}$	valore medio decennale delle basi delle “mareggiate triangolari”
$\bar{b}$	durata media di una “mareggiata triangolare equivalente”
$\beta_f$	pendenza della spiaggia
$C$	celerità dell'onda
$\chi(\tau)$	funzione di auto-covarianza
$C_0$	celerità in acque profonde
$C_g$	celerità di gruppo
$c$	coefficiente di proporzionalità (0,89)
$c_x$	la celerità di gruppo dell'onda nella direzione $x$
$c_y$	la celerità di gruppo dell'onda nella direzione $y$
$c_\sigma$	la celerità di fase dell'onda con frequenza angolare $\sigma$
$c_\theta$	la celerità di gruppo dell'onda con direzione $\theta$
$d$	profondità dell'acqua
$D^*$	numero di anni in esame
$D$	tempo totale
$D_p$	dimensione delle particelle
$E$	densità di energia
$E_0$	densità di energia relativa
$E(f)$	spettro di energia delle onde del mare in funzione della frequenza.
$E(f, \theta)$	energia in funzione della frequenza e della direzione
$E_{tot}$	energia dell'onda totale
$f$	frequenza
$F$	<i>fetch</i>
$F_{e,w}$	lunghezza del <i>fetch</i> efficace per data direzione
$F_i$	lunghezza del <i>fetch</i> geografico relativa alla direzione $i$ -esima
$F^{fric}$	attrito al fondo
$f_p$	frequenza di picco
$g$	accelerazione di gravità
$h$	soglia di altezza significativa
$h_c$	soglia critica PAR 1.3
$h_i$	altezza significativa dell' $i$ -esimo stato di mare
$H$	altezza dell'onda
$H$	longitudine media del Sole

$H_r$	altezza di frangimento
$H_s$	altezza d'onda significativa
$H_s(t)$	altezza d'onda significativa in funzione del tempo
$H_{s, \text{m.t.e.}}$	altezza significativa mareggiate triangolari equivalenti
$H_{s, \text{max, m.v.}}$	altezza significativa al picco di una mareggiata vera
$H_{s, \text{max}}$	altezza significativa al picco di una mareggiata
$k$	numero d'onda
$L$	lunghezza d'onda
$L_0$	lunghezza d'onda in acque profonde
$L_{pd}$	lunghezza d'onda calcolata con il periodo di picco nel punto di frangimento
$L_{zwm}$	scala verticale dei valori di Rayleigh
$M_1$	massima marea
$M_2$	minima marea
$m_n$	momento n-esimo dello spettro di energia
$N$	azione di densità
$N$	longitudine media sull'eclittica del nodo lunare ascendente
$n_{reg,i}$	numero di registrazioni in cui $H_s > h$
$N_T$	numero totale di $H_s$ comprese quelle sotto soglia $h$
$n_{tot}$	numero di registrazioni totali ( $H_s > 0$ )
$p$	longitudine media del perigeo della Luna
$P_i$	posizione della linea di riva istantanea
$P(H; H_s = h_i)$	probabilità che un'onda, in uno stato di mare di assegnata altezza significativa, abbia un'altezza cresta-cavo maggiore della soglia $H$
$P(H_{max} > H)$	probabilità che l'altezza dell'onda massima nel corso di una mareggiata sia più grande dell'assegnata soglia $H$
$P(H_s > h)$	probabilità di superamento del processo $H_s$ , ovvero frazione di tempo in cui $H_s$ si mantiene al di sopra di una assegnata soglia $h$
$R$	<i>run-up</i>
$R_u$	<i>run-up</i> orizzontale
$R_d$	<i>run-down</i> orizzontale
$R_{1/10}$	valore di <i>run-up</i> corrispondente alla media di 1/10 delle altezze d'onda in arrivo sulla costa
$R_{1/3}$	valore di <i>run-up</i> corrispondente alla media di 1/3 delle altezze d'onda in arrivo sulla costa
$R_{2\%}$	valore di <i>run-up</i> superato dal 2% delle onde in arrivo sulla costa
$R_{medio}$	valore di <i>run-up</i> corrispondente alla media di tutte le altezze d'onda in arrivo sulla costa
$S$	sorgente di densità di energia
$s_b$	pendenza del fondo
$s$	longitudine media della Luna
$t$	istante di tempo
$t_{crit}$	tempo critico
$T$	periodo d'onda
$T_i$	periodo mareale
$T_m$	periodo medio

$T_p$	periodo di picco
$T_r$	tempo di ritorno
$T_r(H_s > h, \theta)$	tempo di ritorno in cui l'altezza significativa supera un'assegnata soglia per data direzione
$T_r(H_s < h)$	tempo di ritorno in cui l'altezza significativa supera un'assegnata soglia
$T_{r,calc}$	tempo di ritorno calcolato
$T_{r,dato}$	tempo di ritorno fissato
$\bar{T}(h_i)$	periodo medio dell'i-esimo stato di mare
$\bar{T}_p$	periodo medio dell'onda di picco di una mareggiata
$u$	parametro della distribuzione teorica di Weibull della probabilità di superamento $P(H_s > h)$
$\vec{u}$	vettore velocità
$U_w$	velocità del vento all'altezza $z$
$U_A$	fattore di velocità del vento
$w$	parametro della distribuzione teorica di Weibull della probabilità di superamento $P(H_s > h)$
$w_\alpha$	parametro della distribuzione teorica della probabilità di superamento direzionale $P(H_s > h, \theta)$
$w_\beta$	parametro della distribuzione teorica della probabilità di superamento direzionale $P(H_s > h, \theta)$
$X$	variabile ausiliaria proporzionale al logaritmo del valore di $H_s$
$Y$	variabile ausiliaria proporzionale al logaritmo del logaritmo dell'inverso della probabilità di superamento
$X_{dir}$	variabile ausiliare direzionale lungo l'asse $x$
$X_{omn}$	variabile ausiliare omnidirezionale lungo l'asse $x$
$Y_{dir}$	variabile ausiliare direzionale lungo l'asse $y$
$Y_{omn}$	variabile ausiliare omnidirezionale lungo l'asse $y$
$\gamma$	direzione di propagazione delle onde irregolari
$z$	altezza del vento
$\Delta t_{crit}$	intervallo di tempo critico per la selezione delle mareggiate
$\Delta t_i(h)$	durate di tempo in cui $H_s$ è maggiore di $h$
$\Phi$	parametro $\phi = -\log_2 D_p$
$\eta$	elevazione dell'onda
$\eta(t)$	elevazione della superficie del mare in un punto in funzione del tempo
$\lambda$	numero medio di eventi per anno
$\varphi$	fase dell'onda
$\theta$	angolo (settore) di traversia
$\theta_i$	direzione i-esima del settore di traversia
$\theta_w$	direzione media (riferita al nord geografico) di possibile provenienza del vento responsabile del fenomeno di generazione del moto ondoso lungo la traversia
$\rho$	densità

$\sigma$	frequenza angolare relativa
$\tau$	intervallo di tempo
$\omega$	frequenza angolare
$\zeta$	elevazione della superficie libera
$\xi$	la longitudine di A sull'orbita lunare
$\xi_0$	è il numero di Iribarren
$\xi$	posizione della linea di riva
$\psi_i$	fase mareale i-esima
$\nu$	la longitudine sull'equatore celeste di A
$\langle \rangle$	valore atteso della variabile casuale

## Elenco delle figure

<b>Figura 1.1</b> - Francesco Lojacono, “Veduta dell'Acquasanta”, 1865-1870 olio su tela 48x117 cm, fondazione Banco di Sicilia. ....	7
<b>Figura 1.2</b> - Marina di Palermo e Monte Pellegrino (1884). Olio su tela 56x112 cm, collezione privata.....	8
<b>Figura 1.3</b> - Walter Crane 1892 Die Pferde des Neptun (i cavalli di Nettuno). München Bayerische Staatgemäldesammlungen .....	9
<b>Figura 2.1</b> - Classificazione delle onde marine in base alla forza che le ha generate	21
<b>Figura 2.2</b> - Classificazione delle onde marine in base al loro profilo.....	22
<b>Figura 2.3</b> - Classificazione delle onde marine al loro periodo.....	22
<b>Figura 2.4</b> - Rappresentazione schematica dell'energia contenuta alle diverse frequenze dalle onde di mare (Kinsman, 1984). ....	22
<b>Figura 2.5</b> - Moto delle particelle d'acqua in acque basse, intermedie e profonde.	24
<b>Figura 2.6</b> - Rappresentazione delle onde di mare .....	26
<b>Figura 2.7</b> - Spettri JONSWAP e P-M a confronto .....	27
<b>Figura 2.8</b> - La rifrazione delle onde lungo una costa irregolare. Le onde convergono sui promontori, concentrando la propria energia e divergendo nelle spiagge .....	29
<b>Figura 2.9</b> - Tratto di fronte d'onda e notazioni specifiche .....	30
<b>Figura 2.10</b> - Generazione di onde regolari mediante oscillazione periodica della paratoia (si consideri il punto A su profondità infinita). Schema del volume di controllo adottato per lo studio del fenomeno di shoaling. ....	31
<b>Figura 2.11</b> - Rappresentazione dell'andamento del coefficiente di shoaling in funzione della profondità relativa (attacco frontale del moto ondoso).....	31
<b>Figura 2.12</b> - Questo frangimento è caratterizzato da una cresta simmetrica rispetto alla verticale che passa per il punto più alto della cresta stessa ; è dotato di schiuma sul lato della cresta disposto dalla parte verso riva; associato a fondali orizzontali, o a pendenza modesta, e a onde con elevata ripidità al largo. ....	37
<b>Figura 2.13</b> - Questo frangimento è caratterizzato da una cresta non simmetrica rispetto alla verticale che passa per il punto più alto della cresta stessa; è dotato di un getto che presenta la caduta dalla parte verso riva. È associato a fondali a media pendenza e a onde con media ripidità al largo. ....	37
<b>Figura 2.14</b> - Questo frangimento è caratterizzato da una cresta non simmetrica rispetto alla verticale che passa per il punto più alto della cresta stessa; senza la presenza del getto; è dotato di schiuma sul lato della cresta disposto dalla parte verso riva. Questo frangimento è associato a fondali a forte pendenza e a onde con modesta ripidità al largo .....	38
<b>Figura 2.15</b> - È un frangimento intermedio tra il plunging e il surging .....	38
<b>Figura 2.16</b> - Il run-up verticale in una spiaggia.....	40

<b>Figura 2.17</b> - Distribuzione delle boe ondametriche in Italia fino al 2002 .....	42
<b>Figura 3.1</b> - Infrastruttura viaria danneggiata nel 2003 a causa di una forte mareggiata. Si tratta del lungo mare di Sant’Alessio Siculo in provincia di Messina (litorale ionico).....	46
<b>Figura 3.2</b> - Profili della spiaggia in inverno e in estate.....	50
<b>Figura 3.3</b> - Schema di un tipico profilo di spiaggia .....	54
<b>Figura 3.4</b> -Terminologia tecnica utilizzata per descrivere le varie parti della costa	55
<b>Figura 3.5</b> - Schema di movimento di una duna. ....	58
<b>Figura 4.1</b> -L’attrazione di gravità è la forza fondamentale che produce le maree.	60
<b>Figura 4.2</b> -Le maree sono causate da forze di trazione dirette parallelamente alla superficie terrestre verso i due centri di marea. ....	60
<b>Figura 4.3</b> -Esempio di grafico che mostra le ipotetiche variazioni mareali misurabili attraverso un mareografo. ....	61
<b>Figura 4.4</b> -I mareografi della Rete Mareografica Nazionale (ISPRA).....	68
<b>Figura 4.5</b> -Lo schema in alto mostra la posizione della linea di riva al variare delle maree e della pendenza della spiaggia. Lo schema sotto mostra invece come la posizione della linea di riva sia strettamente connessa all’inclinazione della spiaggia e all’azione del moto ondoso.....	69
<b>Figura 4.6</b> -Relazioni tra le diverse quote di riferimento .....	70
<b>Figura 4.7</b> -Utilizzo civile e marittimo dei dati di marea.....	70
<b>Figura 5.1</b> -Procedura per la scelta del metodo da utilizzare. ....	81
<b>Figura 5.2</b> -Laser scanner montato su un velivolo leggero. ....	96
<b>Figura 5.3</b> -Esempio di sea-slad utilizzato nelle coste della California (USA). ....	98
<b>Figura 6.1</b> - Simboli e convenzioni per il calcolo del fetch efficace. ....	107
<b>Figura 6.2</b> - Esempio di analisi Weibull per assegnata direzione. Nel grafico è mostrata la probabilità di superamento sul piano delle variabili ausiliare. ....	117
<b>Figura 6.3</b> - Grafico delle direzioni utilizzate per lo studio direzionale.....	117
<b>Figura 6.4</b> - Il significato di “pendenza della spiaggia” su un profilo curvo non è ovvio. Infatti esiste una pendenza $\tan \beta_f$ che è quella relativa alla superficie della spiaggia e una pendenza media $\tan \beta_{prof}$ . Quest’ultima è generata da una linea immaginaria che congiunge un punto alla profondità pari all’altezza d’onda ed un punto che indica il limite del run-up.....	129
<b>Figura 6.5</b> - Schema per le definizioni.....	131
<b>Figura 7.1</b> - In alto inquadramento geografico della costa studiata. In basso le unità fisiografiche siciliane.....	136
<b>Figura 7.2</b> - A sinistra particolare dell’immagine area acquisita dal volo 1989, dove è visibile la barriera frangiflutti prima delle operazioni di colmata.A destra immagine aerea relativa al volo 2005 con la barriera frangiflutti durante la colmata .....	137
<b>Figura 7.3</b> - Schema geologico della pianura costiera fra Marsala e Mazara del Vallo. M) Miocene medio superiore; P) Pliocene inferiore in facies di Trubi; CM) calcareniti di Marsala; GTS) Grande Terrazzo Superiore; T1)Terrazzo intermedio;	

- T) Sistema di terrazzi del Tirreniano (Il tratteggio indica l'estensione della Calcareniti di Marsala quale substrato di questo sistema di terrazzi); A) Alluvioni, depositi costieri e dunali. Le coperture di detrito di falda non sono state segnate. I cerchi numerati indicano punti di particolare importanza e/o località fossilifere, e precisamente: 1) sezione terrazzo intermedio e del substrato a Madonna Alto; 2) sezione Chirico; 3) pozzo località Digerbato; 4) Affioramento di località Baglio Grande; 5) pozzo località Ciavolo; 6) pozzo di Contrada Bianca; 7) sezione di Ciantrato; 8) affioramento di Sabeliano di Contrada Grieni; 9) sezione della cava di Piano Messina (da Ruggeri et. al. 1975). Nel cerchio con campitura a tratto è segnata la posizione della spiaggia di Lido Signorino. .... 139
- Figura 7.4** - Carta geologica Foglio 617 "Marsala". U. D'Angelo & S. Vernuccio - 1996. (2) sabbie costiere; (3) dune marine; (4) dune fluviali; (5) alluvioni recenti e antiche terrazzate in più ordini; (6) depositi eluviali e colluviali; (7) depositi palustri costituiti da terre nere; (8) depositi palustri costituiti da argille più o meno sabbiose; (9) depositi terrazzati di età compresa tra 0 e 35 m con superfici riconducibili a 2 principali ordini di terrazzi marini, costituiti da calcareniti di colore giallo paglierino a terra di Siena di spessore decimetrico, ricchi in faune banali (Gasteropodi, Lamellibranchi, Briozoi, ecc.), Tirreniano; (12) calcarenite inferiormente tenera e giallastra con lenti sabbiose argillose, mentre superiormente è più compatta, Emiliano II - Siciliano. .... 140
- Figura 7.5** - Stratigrafia e unità idrogeologiche relative all'area in studio (Bonanno et al. 2000). .... 141
- Figura 7.6** - Affioramento, in prossimità della battigia, di calcareniti a giacitura sub orizzontale (a nord di Lido Signorino) ..... 142
- Figura 7.7** - Ubicazione della spiaggia in studio. L'immagine aerea è conosciuta con il nome Volo Italia 2000, mentre la ripresa di quest'immagine è del 13 maggio 1999. .... 144
- Figura 7.8** - Torre Tunna o Tonna ( $37^{\circ}45'32,26''N$ ,  $12^{\circ}27'40,00''E$ ), si trova a 2 m s.l.m. e a circa 300 m dal litorale caratterizzato da una spiaggia sabbiosa. Verso l'entroterra il paesaggio è contraddistinto da distese pianeggianti di terreni coltivati a vigneto. La torre è posta in zona Berbarello sul lungomare Marsala-Petrosino; raggiungibile percorrendo la strada costiera da Marsala, direzione Petrosino, superando il km 2 e girando a sinistra per una strada che collega il lungomare con la via oggi definita Mazara Vecchia; immediatamente sulla sinistra si scorge tra un agglomerato di case la torre a cui si giunge tramite una via secondaria. L'uso attuale di questa torre è privato e il suo stato è buono. A destra sono mostrati i rilievi svolti da Aprile, Corona, Donzelli del 1978-1979. A - pianta piano terra; B - pianta copertura; C - prospetto NE; D - sezione a-a') ..... 145
- Figura 7.9** - Torre Sibiliana o Sibilliana; altre varianti del nome sono Sibilina e torre Sibellina, posta in zona pianeggiante (4 m s.l.m.), lungo il litorale fra il Lido Signorino (Marsala) e il lido Piscione (Petrosino); facilmente raggiungibile dalla strada provinciale in direzione Marsala-Petrosino, girando a destra al km 38,400 e proseguendo fino al mare. La torre è privata e le sue condizioni sono discrete. A destra sono mostrati i rilievi svolti da Bruno, Cellura, Sutura 1981-1982. A - Pianta; B - Pianta piano primo; C - sezione a-a'; D - sezione b-b'; E - prospetto NE; F - prospetto SE; G - prospetto SO. .... 145

<b>Figura 7.10</b> – La spiaggia di Lido Signorino vista dal promontorio di Torre Tunna (immagine del 22-04-2010) .....	146
<b>Figura 7.11</b> - Operazione di rimozione dei cumuli di Posidonia spiaggiata (marzo 2005).....	146
<b>Figura 7.12</b> - Edifici e stabilimento balneare realizzati a sud di Lido Pakeka. La ripresa fotografica è stata eseguita sul cordone dunale (giugno 2010). .....	146
<b>Figura 7.13</b> - La spiaggia vicino il profilo n.15. In questa zona la larghezza della spiaggia diminuisce rapidamente fino a diventare di pochi metri. ....	148
<b>Figura 7.14</b> - La spiaggia risente moltissimo della pressione antropica fino ad essere completamente occupata da abitazioni private. ....	148
<b>Figura 7.15</b> - Le dune (in prossimità del profilo 15) inglobano i muri perimetrali. .	148
<b>Figura 7.16</b> - La spiaggia nelle vicinanze del profilo n. 12 anche se soggetta a forte pressione antropica mantiene molti dei suoi morfotipi. M) linea di riva istantanea; K) limite asciutto bagnato; F) berma emersa; E) piede di duna; L) linea di risorgenza. ....	149
<b>Figura 7.17</b> - Lido Signorino (profilo n. 10). Il Lido da cui prende il nome la spiaggia .....	149
<b>Figura 7.18</b> - La spiaggia a sud (dal profilo 9) è molto ampia e da questo settore si può riconoscere in modo molto evidente la berma emersa.....	149
<b>Figura 7.19</b> - In prossimità del profilo n. 7 la spiaggia è libera da strutture abitative e per tale motivo si possono distinguere tutti i morfotipi caratteristici .....	150
<b>Figura 7.20</b> - Vicino al profilo n. 1 la spiaggia muta in costa bassa e rocciosa. Nell'immagine si distingue l'isolotto del promontorio di Torre Sibilliana (calcareniti a giacitura sub-orizzontali).....	150
<b>Figura 7.21</b> - In alto a destra il Master posizionato sul promontorio di Torre Sibilliana. In alto a sinistra un momento del rilievo del profilo della spiaggia. In basso i punti acquisiti per la ricostruzione della linea del gradino di battigia, della linea del piede della duna e dei profili. ....	153
<b>Figura 7.22</b> - Ubicazione dei profili topografici nella spiaggia di Lido Signorino..	154
<b>Figura 7.23</b> - Profili della spiaggia con relative pendenze.....	155
<b>Figura 7.24</b> - Profilo n. 10 della spiaggia prospiciente la struttura balneare di Lido Signorino. ....	156
<b>Figura 7.25</b> - Granulometrie della spiaggia di Lido Signorino. Sopra curve granulometriche ottenute dai campioni prelevati al piede della duna. Sotto curve granulometriche ottenute dai campioni prelevati nel gradino di battigia.....	156
<b>Figura 7.26</b> - Curva granulometrica rappresentativa del sedimento della spiaggia di Lido Signorino. La curva granulometrica mostra la taglia prevalentemente arenitica del sedimento. ....	158
<b>Figura 7.27</b> - Ingrandimento (16x) della sabbia al piede della duna lungo il profilo n.19 di Lido Signorino .....	158
<b>Figura 7.28</b> - Ingrandimento (10x) della sabbia al piede della duna lungo il profilo n.21 di Lido Signorino .....	158
<b>Figura 7.29</b> - L'immagine aerea 1994 e la relativa linea di riva .....	161
<b>Figura 7.30</b> - L'immagine aerea 2000 e la relativa linea di riva .....	161
<b>Figura 7.31</b> - L'immagine aerea 2006 e la relativa linea di riva .....	162



<b>Figura 7.32</b> - Immagine aerea Volo Italia 2000, nella quale sono mostrate le linee di riva 1994, 2000 e 2006. ....	162
<b>Figura 7.33</b> - Diagramma relativo alla direzione di vento predominante (stazione anemometrica di Trapani).....	164
<b>Figura 7.34</b> - Il settore di traversia della spiaggia ha ampiezza di 140°.....	164
<b>Figura 7.35</b> - Il fetch geografico relativo al litorale in studio.....	165
<b>Figura 7.36</b> - A sinistra rappresentazione del fetch geografico relativo al paraggio di Lido Signorino. A destra rappresentazione per lo stesso paraggio del fetch efficace .....	165
<b>Figura 7.37</b> - Probabilità di superamento di $H_s$ misurata per la direzione di propagazione 285° N. La probabilità è stata rappresentata in un piano di variabili ausiliarie X Y. ....	166
<b>Figura 7.38</b> - A destra una mareggiata vera (ottenuta dai dati registrati dalla boa di Mazara del Vallo) e la sua equivalente A destra è mostrato il confronto tra le probabilità cumulative di una mareggiata vera e della sua equivalente. ....	167
<b>Figura 7.39</b> - La linea a tratto mostra il perimetro del dominio di calcolo usato per la propagazione del moto ondoso attraverso l'uso di SWAN. ....	169
<b>Figura 7.40</b> - Il dominio di calcolo per il modello SWAN. Le dimensioni del dominio sono dimensioni 36,4 km per 30,5 km. ....	169
<b>Figura 7.41</b> - Particolare della figura precedente nella quale si distingue la maglia di calcolo quadrata con $\Delta x = \Delta y = 100$ m.....	170
<b>Figura 7.42</b> - Le zone d'ombra del dominio in SWAN.....	170
<b>Figura 7.43</b> - Immagine ottenuta dai dati di output del modello SWAN che mostra la direzione e l'altezza d'onda significativa in prossimità della spiaggia in studio. ...	171
<b>Figura 7.44</b> - Esempio del picco di run-up per una mareggiata ordinaria lungo il profilo n.8 (pendenza 8.48%). a) l'onda prima del frangimento; b) l'onda in condizioni di frangimento imminente; c) onda che frange; d) onda di massimo run-up. La linea orizzontale a tratto rappresenta il livello di quiete dell'acqua.....	173
<b>Figura 7.45</b> - Confronto fra il livello misurato e il livello simulato .....	175
<b>Figura 7.46</b> - Confronto fra l'intensità del rumore e la contemporanea presenza di mareggiate.....	175
<b>Figura 7.47</b> - Confronto fra il livello simulato, il livello misurato, il rumore e gli intervalli temporali delle mareggiate dell'anno 2005. ....	176
<b>Figura 7.48</b> - Confronto delle simulazioni eseguite con le 4 configurazioni: a) 10comp, b) Default, c) Tutesw, d) Tutte.....	177
<b>Figura 7.49</b> - Le fluttuazioni massime rilevate nel periodo di osservazione risultano dell'ordine di $\pm 0,4$ m. Tenendo conto della pendenza media della spiaggia, circa 8.36%, si ottiene che la fluttuazione della linea di riva, per effetto delle sole maree, è all'incirca $\pm 5,71$ m.....	177
<b>Figura 7.49</b> - Schema di riferimento per delimitare la fascia d'incertezza, noti la geomorfologia, l'azione delle onde (ordinarie mareggiate) e le maree. ....	181
<b>Figura 7.50</b> - Schema di riferimento per verificare che la linea di riva tracciata con il metodo topografico ricada all'interno della fascia d'incertezza.....	181



## Elenco delle tabelle

<b>Tabella 2.1</b> - Classificazione delle onde in funzione della profondità dell'acqua.....	24
<b>Tabella 2.2</b> - Descrizione spaziale dei parametri d'onda .....	28
<b>Tabella 2.3</b> - Tipo di frangimento e relativi indici .....	36
<b>Tabella 3.1</b> - Alcune delle più importanti classificazioni delle coste .....	48
<b>Tabella 3.2</b> - Classificazione di Shepard (1976).....	48
<b>Tabella 4.1</b> - Elementi per il calcolo delle componenti armoniche di marea. (1) American Ephemeris and Nautical Almanac. (2) Smithsonian Physical Tables. (3) Schureman (1958).....	64
<b>Tabella 4.2</b> - Componenti fondamentali per la ricostruzione dell'onda di marea astronomica. ....	67
<b>Tabella 4.3</b> - Datum mareali utilizzati per il posizionamento della linea di riva.....	71
<b>Tabella 5.1</b> - Errori che si commettono durante la fase di mappatura della linea di riva.....	82
<b>Tabella 5.2</b> - Espressioni per il calcolo del run-up.....	90
<b>Tabella 5.3</b> - Precisione, tempi necessari per eseguire il rilievo e costi relativi alle principali tecniche di rilievo della spiaggia emersa e sommersa.....	93
<b>Tabella 6.1</b> - Classificazione dei sedimenti secondo Udden -Wentworth.....	111
<b>Tabella 6.2</b> - Parametri della regressione (a) per i mari italiani (Boccotti, 1997)...	121
<b>Tabella 7.1</b> - Coordinate in WGS84 dei punti di controllo e del Master.....	152
<b>Tabella 7.2</b> - Pendenze dei profili della spiaggia in gradi e in percento .....	156
<b>Tabella 7.3</b> - Elenco delle immagini aeree raccolte, nelle quali ricade la spiaggia di Lido Signorino. * Infrarosso-pancromatico .....	160
<b>Tabella 7.4</b> - Elenco delle cartografie raccolte, nelle quali ricade la spiaggia di Lido Signorino .....	160
<b>Tabella 7.5</b> - Periodi di ritorno e parametri d'onda (altezze significative) $H_s$ [m] e periodi di picco $T_p$ [s]). I parametri scelti per la propagazione del moto ondoso da largo sotto costa sono quelli relativi al tempo di ritorno di un anno .....	168
<b>Tabella 7.6</b> - I risultati del run-up calcolati per tutti i profili della spiaggia di Lido Signorino. La prima colonna mostra il numero dei profili, la seconda colonna la pendenza della spiaggia (in gradi e in percento), la terza colonna mostra il run-up calcolato con la formula di Nielsen e Hanslow (1991) e con il metodo di Lo Re et al.(2011), infine la quarta colonna indica i valori di run-down calcolati sempre secondo il metodo di Lo Re et al.(2011) .....	172
<b>Tabella 7.7</b> -Per ogni profilo della spiaggia è stata calcolata la larghezza della fascia d'incertezza. In evidenza il profilo 10 visibile in figura 7.52. ....	182