DOTTORATO DI RICERCA ANALISI E MODELLIZZAZIONE DEI SISTEMI AMBIENTALI XVIII CICLO AREA GEO

ANALISI DELLE INTERAZIONI TRA EVENTI METEOMARINI, DINAMICA DEI SEDIMENTI E MORFOLOGIA DELLA PIATTAFORMA COSTIERA

Università degli Studi di Napoli Federico II



Analisi delle interazioni tra eventi meteomarini, evoluzione morfodinamica e sedimentaria di alcuni settori della piattaforma costiera del Molise

Relatore Ch.mo Prof. Tommaso De Pippo Dottorando Francesco Terlizzi

Il Coordinatore Ch.mo Prof. Maurizio Fedi

INDICE

1.	Introduzione	3
2.	Caratteri fisici della costa molisana	6
3.	Inquadramento geologico-strutturale	14
4.	Assetto geomorfologico	23
5.	Metodologia d'indagine ed elaborazione dati	26
6.	Evoluzione storica della linea di riva	38
	6.1 Unità fisiografica A (foce del F. Trigno – porto di Termoli)	40
	6.2 Unità fisiografica B (porto di Termoli – foce del T. Saccione)	43
7.	Morfologia del fondo marino	47
8.	Caratteri sedimentologici	57
9.	Fetch geografico ed effettivo	66
10.	Moto ondoso	70
	10.1 Analisi del moto ondoso di mare lungo	72
11.	Regime anemometrico	73
	11.1 Analisi delle frequenze dei venti dal 1952 al 2000	79
	11.2Analisi delle intensità dei venti dal 1952 al 2000	85
	11.3Studio delle variazioni stagionali delle intensità, frequenze e direzioni dei venti	91
	e un ezioni dei venti	71
12.	Modellazione matematica del moto ondoso e dei flussi d'energia	99
13.	Conclusioni	107
14.	Bibliografia	110

Introduzione

Le indagini dei sistemi ambientali mirano alla comprensione dell'evoluzione del paesaggio e delle relazioni tra uomo ed ambiente che esistono all'interno di un territorio in evoluzione dinamica.

L'esame integrato dell'assetto geologico e geomorfologico del paesaggio costiero consente di focalizzare le strette relazioni tra fenomeni naturali ed insediamenti antropici, ma anche le perturbazioni che queste ultime hanno determinato nel tempo sugli equilibri naturali e gli *stress* ambientali ai quali il sito è stato sottoposto nel corso della sua storia o è attualmente potenzialmente esposto.

L'elevato pregio ambientale e l'alta naturalità del settore costiero del Molise obbliga a porre estrema attenzione nella fase conoscitiva sia degli aspetti geologici e geomorfologici del paesaggio, sia dei processi evolutivi in atto, ma anche in quella progettuale ed attuativa di interventi conservativi e di mitigazione dei dissesti, al fine di controllare gli impatti sui delicati contesti paesaggistici in esame. Infatti, le aree costiere molisane rappresentano ambienti di transizione dominati dalle onde, caratterizzati da dinamiche morfoevolutive spesso accelerate e sono estremamente sensibili alle trasformazioni naturali ed alle modificazioni dirette o indotte dall'attività antropica.

Ogni anno l'erosione marina aggredisce ed asporta estese superfici di spiaggia, incrementando localmente il grado di pericolosità, provocando dissesti all'ambiente e di conseguenza anche ai beni antropici presenti lungo le coste, che rappresentano importanti risorse economiche regionali. Lungo queste zone, tra l'altro, si concentrano e spesso coesistono la maggior parte delle attività umane: insediative, turistico-balneari, ricreative, agricole, estrattive ed industriali.

In particolare, il litorale sabbioso-ciottoloso in studio è stato interessato dall'epoca grecoromana fino alla metà degli anni '50 da una generale fase di progradazione e stabilità
della linea di riva, con sviluppo di un cordone dunare, esteso senza soluzione di
continuità e colonizzato da una fitta vegetazione a macchia mediterranea.

A partire dalla seconda metà degli anni '50 e fino ad oggi, invece, l'incremento della domanda di territorio ha causato un generale e spinto arretramento della linea di riva, dell'ordine di decine di metri all'anno con perdita di migliaia di metri cubi di sedimenti, in seguito alla costruzione di sbarramenti e briglie fluviali, alla coltivazione di cave di sabbie negli alvei nonché direttamente sulle spiagge; tali asporti hanno determinato un pesante deficit nel bilancio sedimentario costiero.

L'erosione del litorale è stata tra l'altro malamente contrastata mediante la messa in opera negli anni di numerose barriere artificiali, sia trasversali sia parallele alla riva, emerse o soffolte, che spesso hanno localmente accentuato i *focus* erosivi.

Inoltre, anche l'intensa antropizzazione della fascia costiera, mediante la coltivazione di cave in alveo e sui litorali, la costruzione di strutture ed infrastrutture sui cordoni dunari e soprattutto nelle zone circostanti le foci fluviali, oltre che gli interventi di bonifica, regimazione ed arginatura fluviale, ha innescato il rapido smantellamento delle dune già minacciate dall'erosione, con ingente perdita di territorio ad alta naturalità; infatti, degli originari cordoni dunari oggi restano solo discontinue forme relitte mammellonari.

Lo studio di questo litorale rappresenta, pertanto, un valido e complementare supporto conoscitivo di base del territorio, finalizzato al suo recupero per un'ampia fruizione. Tuttavia, la continuità spazio-temporale e le mutue relazioni tra fenomeni geologici e processi geomorfici continentali e sottomarini richiedono che le aree del paesaggio

emerso siano correlate agli aspetti geotematici ed ambientali del contiguo paesaggio sommerso, in ragione degli attuali o futuri usi antropici del territorio.

Alla luce di queste considerazioni, la cartografia geotematica costiera e sottomarina deve intendersi non solo complementare alle carte tematiche della terraferma, ma anche uno strumento propedeutico per la redazione di piani d'intervento ai fini conservativi dei beni naturali ed antropici, nell'ambito della più ampia gestione integrata (*Integrated Coastal Zone Management*) della fascia costiera regionale.

2. CARATTERI FISICI DELLA COSTA MOLISANA

Il litorale molisano ricade in due subunità fisiografiche costiere distinte, separate tra loro dal promontorio di Termoli (fig. 1). Il tratto settentrionale si estende per circa 19 km, dalla foce del F. Trigno al promontorio di Termoli, ed è compreso nell'unità fisiografica individuata dal Golfo di Vasto. Il tratto meridionale, invece, si estende per circa 20 km tra Termoli ed il limite amministrativo della Regione Molise, rappresentato dal T. Saccione nell'unità che si estende fino al settore settentrionale del Promontorio del Gargano, a SE.

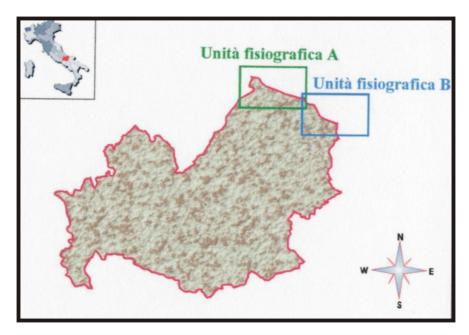


Fig. 1 - Ubicazione delle due unità fisiografiche costiere investigate lungo la costa molisana.

La costa molisana è classificata come *costa alta a terrazzo* (ZUNICA, 1987), ovvero caratterizzata da una serie di superfici più o meno tabulari dislocate a differente altezza a sèguito di movimenti tettonici e fluttuazioni eustatiche, il cui modellamento è connesso a processi d'erosione per prevalente abrasione marina del substrato roccioso e/o di deposizione fluvio-marina di sedimenti gradati in senso verticale o progradanti in senso orizzontale.

La costa molisana si estende per circa 40 km ed è attraversata da tre corsi d'acqua principali, i fiumi Trigno e Biferno ed il torrente Saccione (figg. 2 e 3).

Il F. Trigno, lungo circa 85 km, è uno dei corsi d'acqua più importanti della regione Molise, con un bacino idrografico di 1283 kmq, di cui 347 kmq appartengono all'Abruzzo e 936 kmq al Molise. Il fiume nasce nell'alto Molise, in agro di Vastogirardi (IS) da un gruppo di sorgenti e, per gran parte del suo tratto potamale, segna il confine con l'Abruzzo per poi sfociare nel Mar Adriatico, nei pressi di Montenero di Bisaccia (CB). Anticamente era denominato *Trinius* ed era un fiume conosciuto alle popolazioni italiche in quanto alcuni importanti centri dominavano la sua valle, tra questi Pietrabbondante.

Le sorgenti sono ubicate ai piedi di Monte Capraro nei pressi di Vastogirardi; per un tratto di 35 km il fiume scorre interamente in territorio molisano; nel secondo tratto, di 45 km circa, segna il confine con l'Abruzzo, fino a 7 km dalla foce presso San Salvo, dove rientra in territorio molisano. Il Trigno raccoglie nel Molise le acque di circa 30 torrenti e valloni tributari. Nel cammino iniziale il fiume ha un corso regolare, ma nei pressi di Chiauci assume carattere impetuoso fino ad una cascata di 60 m posta tra Pescolanciano e Chiauci, in località Foce. Subito dopo assume un andamento più regolare, mentre più avanti s'immette nella zona del nucleo industriale di San Salvo. La vegetazione è in prevalenza di tipo ripariale (cespugli), con frequenti pioppi, salici e robinie.

Il F. Biferno è l'unico di importanza regionale, nasce dai monti del Matese e sfocia nel Mar Adriatico dopo aver percorso l'intera provincia di Campobasso per circa 83 km. Il corso d'acqua è alimentato da numerose sorgenti che rendono significativa, in alcuni tratti, la sua portata, che non risulta omogenea per tutto il corso. Inoltre, è l'unico fiume del Molise che scorre interamente in territorio regionale.

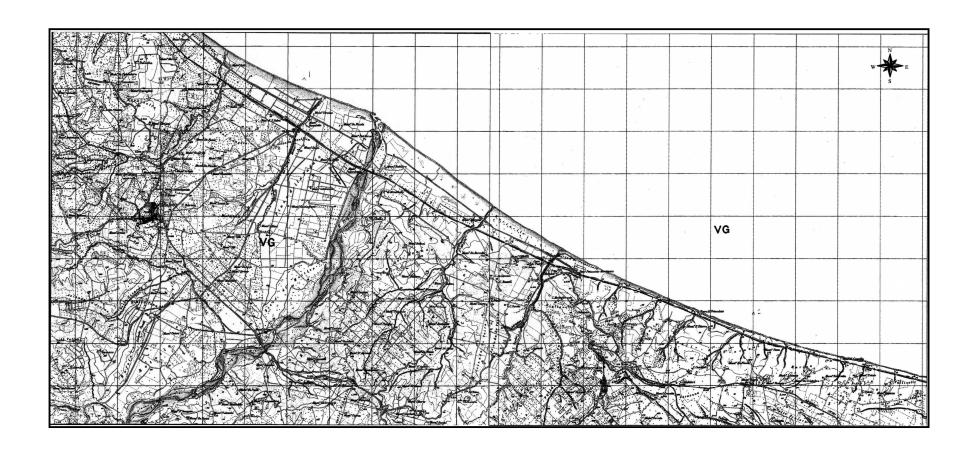


Fig.2 – Carta topografica compresa tra la foce del fiume Trigno e il promontorio di Termoli.

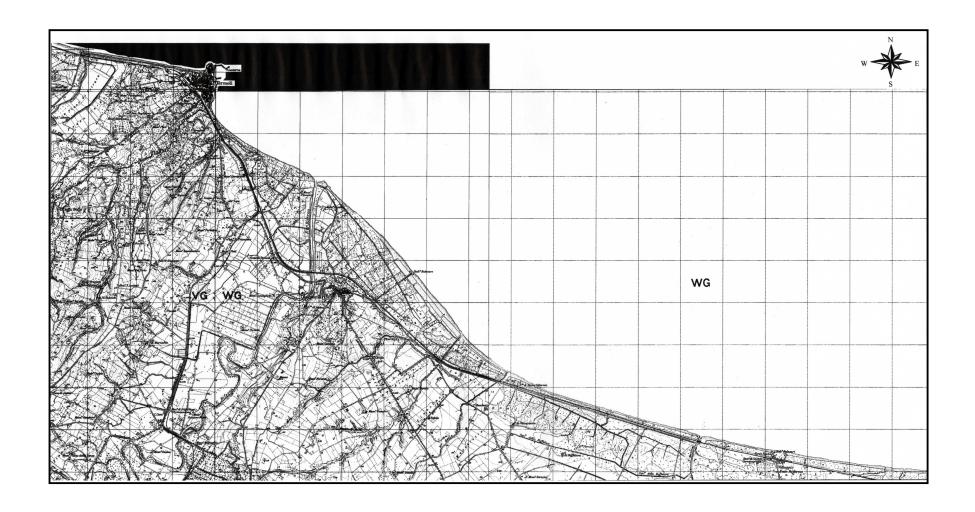


Fig.3 – Carta topografica compresa tra il promontorio di Termoli e il torrente Saccione.

Anticamente chiamato *Tifernus*, nasce alle falde del Matese presso Bojano e si snoda per 93 km. Dopo aver attraversato il centro di Bojano, riceve le acque di numerosi affluenti, quali a sinistra quelle del Rio Freddo e a destra quelle del Quirino, che rendono impetuoso il suo corso. Dopo la piana di Bojano s'incanala in una stretta valle, la valle del Biferno, caratterizzata, fino ad Oratino, da un paesaggio essenzialmente franoso; solo verso Guardialfiera la valle si allarga assumendo le caratteristiche del bassopiano; qui il fiume riceve le acque del T. Cigno che fluisce dalla collina di Casacalenda.

Il fiume sfocia presso Termoli, con una foce a cuspide deltizia molto pronunciata; inoltre, divide il Molise in due per cui fu necessario costruire su di esso numerosi ponti (romani, carolingi, normanni, etc.) alcuni dei quali ora sono sommersi dalle acque fluviali presso la Diga del Liscione. Lungo le rive, infine, sono presenti varie specie vegetali ripariali; le più frequenti sono salici, pioppi e robinie.

Il T. Saccione, infine, nasce dal Colle Frascari (473 m), in località Difesa Nuova presso Montelongo e sfocia nel Mare Adriatico presso Torre Fantina, in località Chièuti (FG). I suoi affluenti di sinistra sono i valloni della Pila, di Reale, della Sapestra e Sassani; quelli di destra rappresentati solo dal Vallone Cannucce.

Dal punto di vista climatico la regione Molise è inquadrabile prevalentemente nell'ambito della regione mediterranea. Pertanto il macroclima della regione, risulta essere condizionato da tre importanti fattori dominanti:

- 1) esposizione al Mar Adriatico;
- 2) separazione dal settore tirrenico tramite la catena appenninica che limita il transito delle correnti caldo-umide provenienti da SW;

 flusso di correnti aeree fredde, provenienti durante la stagione invernale da N e NE, non ostacolate da catene costiere.

Si vengono in tal modo a determinare condizioni di spiccata continentalità, ovviamente tanto più marcata quanto più aumenta la distanza dal mare.

La costa adriatica ed in particolare la fascia costiera molisana, sembra essere caratterizzata da una variabilità più accentuata nel semestre invernale che in quello estivo e ciò è in stretta relazione alla presenza di un attivo processo di cliogenesi che porta, nel periodo invernale, alla generazione sull'adriatico centro settentrionale del 9% del totale delle depressioni di origine mediterranea.

Attualmente l'intera fascia costiera molisana mostra una netta tendenza all'arretramento, soprattutto a partire dalla metà del secolo scorso e con entità differenti nei periodi 1874, 1954, 1992, 1998 (AUCELLI *et al.*, 2004).

La causa principale dell'erosione è attribuita generalmente all'azione antropica. Negli ultimi 50-60 anni gli interventi che hanno influito sul ciclo naturale dei sedimenti sono rappresentati dalla coltivazione di cave di inerti, con l'estrazione di questi ultimi sia dalla spiaggia sia dagli alvei dei corsi d'acqua, e dalla costruzione di dighe e briglie fluviali che hanno in parte interrotto il rifornimento di sedimenti alla fascia costiera. Questa interpretazione non è del tutto corretta, infatti le ricerche condotte negli ultimi 10 anni, nonostante evidenzino l'importanza dell'impatto antropico, ritengono questo una causa minore nell'ambito di un fenomeno naturale ciclico che trova origine nelle variazioni climatiche ed in particolare nell'alternanza di brevi crisi caldo-aride e freddo umide manifestatesi negli ultimi secoli.

A dimostrazione di ciò, sono stati condotti alcuni studi che hanno permesso di effettuare una ricostruzione dell'evoluzione climatica ambientale nell'area mediterranea negli ultimi 2500 anni. (ORTOLANI & PAGLIUCA, 1993). Da questi studi è emerso che le condizioni climatico-ambientali sono variate circa ogni 500 anni e, inoltre, il clima muta a scala globale ogni 1000 anni circa.

Esiste quindi una reale ed indiscussa relazione tra variazioni ambientali e periodo di transizione tra condizioni climatiche caldo-aride e freddo-umide; infatti, sulla base dei dati strumentali relativi agli ultimi 130 anni è stato evidenziato che in Italia, ed in particolare nell'Italia meridionale ed in Campania, la temperatura media dell'aria è aumentata, mentre sono inece diminuite le precipitazioni piovose e quelle nevose sui rilievi appenninici (MANCINI & LIBERTONE, 2000).

Localmente, attraverso lo studio della cartografia storica, si osserva che a partire dall'inizio del 1800 la linea di costa adiacente alle foci dei fiumi Biferno e Trigno ha subito una consistente progradazione fino alla fine del XIX secolo, grazie al continuo ripascimento naturale garantito dal notevole volume di sedimenti trasportati in mare dai corsi d'acqua. Verso i primi del 1900 e fino al 1954 si evidenzia un'intensa erosione degli apparati deltizi che ha modificato radicalmente la loro fisiografia. Questa fase è stata accompagnata da una re-distribuzione del materiale eroso che ha contribuito alla progradazione dei tratti di costa adiacenti. La fase d'intensa erosione è iniziata nel 1954 e continua tuttora; sulla base delle ciclicità rilevate per il passato si può prevedere che la tendenza all'erosione dei litorali persisterà per almeno altri 150 anni.

In particolare, il litorale molisano mostra tendenze ad arretramenti nelle zone circostanti alle foci dei due principali corsi d'acqua (F. Trigno e F. Biferno). Infatti, il tratto

compreso tra Vasto e Termoli è caratterizzato da un arretramento molto spinto, soprattutto ad est del F. Trigno, mentre nel tratto compreso tra Termoli ed il T. Saccione il litorale è caratterizzato da intensi fenomeni d'erosione, soprattutto intorno alla foce fluviale del Biferno.

3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

La strutturazione della penisola italiana (fig. 4) è il risultato di processi geodinamici molto complessi che hanno interessato il settore centrale del Mar Mediterraneo. In particolare, essi si collocano al termine del processo di convergenza delle placche europea ed africana: una volta chiuso l'oceano Neo-Tetide ed avvenuti i processi fondamentali di collisione in area alpina (tra il Cretacico e l'Eocene), l'interazione tra litosfera africana ed europea segue un disegno cinematico, dominato dall'apertura dell'Oceano Atlantico (Doglioni et al., 1994, 1996).

Il mosaico geologico italiano è complicato anche dalla presenza di due microplacche (blocco sardo-corso, settore adriatico) e dalla compresenza di segmenti poco deformati con settori molto deformati. In una situazione di questo tipo applicare e verificare i concetti della tettonica delle placche nell'area mediterranea non risulta facile, in quanto rotazioni e faglie trascorrenti hanno ulteriormente sconnesso le tessere durante la storia geologica recente della Catena Appenninica.

La principale caratteristica fisiografica, nonchè geologica e geomorfologica, della penisola italiana è la Catena Appenninica, nota per la presenza di due grandi archi: l'uno settentrionale, che si estende dal Piemonte centrale fino al confine Lazio-Abruzzo), l'altro meridionale, che si spinge fino in Sicilia. Lo svincolo tra i due archi è segnato da due lineamenti trasversali molto prossimi tra loro, ad andamento circa NNE-SSW, che decorrono ai margini sinistro e destro dell'area marchigiano-laziale-abruzzese-molisana: il primo, lungo la linea Olevano-Antrodoco, il secondo invece lungo la linea Ortona-Roccamonfina. Gli stili strutturali dei due archi appaiono diversi: in quello centro-

settentrionale sono più comuni le strutture ad embrici, spesso a ventaglio, in sequenze tipo *piggy-back*, mentre in quello meridionale la catena risulta formata da strutture di tipo *duplex*, che implicano forti raccorciamenti crostali. I due archi riflettono la geometria profonda della micro-placca adriatica in sprofondamento gravitativo o passivo, residuo di una subduzione attiva più antica, lungo tutto l'asse della catena.

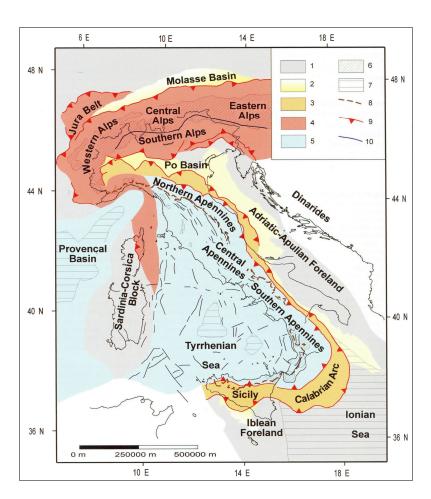


Fig. 4 - Carta tettonica d'Italia: 1) avampaese; 2) depositi di avanfossa, delimitati dall'isobata di - 1000 m; 3) domini caratterizzati da un regime tettonico compressivo in Appennino; 4) unità di accrezione relative all'orogenesi alpina nelle Alpi e Corsica; 5) area interessata da un regime distensivo; 6) affioramento di basamento cristallino; 7) regioni caratterizzate da crosta oceanica; 9) sovrascorrimenti; 10) faglie principali (da CARMINATI et al., 2004).

La costruzione dell'Appennino secondo stili compressivi è avvenuta, con prevalente vergenza orientale, attraverso piani di scollamento a basso e bassissimo angolo a partire dal Miocene inferiore fino a tempi molto recenti, con il coinvolgimento delle quattro principali unità geotettoniche della penisola italiana: *margine tirrenico, catena, avanfossa, avampaese*. Il settore meridionale, per esempio, ha subito deformazioni compressive fino al Pleistocene medio-superiore.

La micro-placca adriatica — cui oggi corrisponde parzialmente, in affioramento, l'avampaese padano-apulo — è in costante sprofondamento passivo (*sinking*), e causa un conseguente arretramento verso oriente della zona di flessura. Tale arretramento crea nuovi spazi sia per l'avanfossa che migra sia per il fronte della catena, il quale avanza incorporando lembi più antichi della stessa avanfossa sotto forma di bacini satellite, trasportati poi sulle spalle dei fronti di avanzamento (*piggy-back*). A tergo della catena che avanza, ovvero sul lato occidentale, rimangono ampi settori interessati dalla distensione connessa all'apertura del bacino di retroarco tirrenico (Doglioni *et al.*, 1994, 1996).

Il ciclo tettonico descritto si è ripetuto diverse volte nel tempo, ogni volta modificando le precedenti geometrie e simmetrie in funzione dei nuovi vincoli geodinamici (SCROCCA *et al.*, 2003). La Catena Appenninica, pertanto, costituisce una fascia crostale intensamente deformata in seguito a numerose fasi tettoniche (TOZZI, 1993), essenzialmente neogeniche (FERRANTI & OLDOW, 2005).

La catena a falde su descritta, sviluppatasi a partire dal Miocene inferiore fino al Pliocene inferiore, è stata sottoposta, in tempi successivi a quelli della sua strutturazione, ad un'intensa tettonica a carattere distensivo, generatasi soprattutto lungo faglie distensive a prevalente direzione NW-SE. Tale tettonica, connessa con lo sviluppo del Bacino Tirrenico, ha determinato lo sprofondamento di interi settori di catena, lungo sistemi di faglie dirette caratterizzate da migliaia di metri di rigetto. Ciò ha provocato la conseguente formazione di fosse tettoniche (*Graben*), in cui il Mar Tirreno, durante il Plio-Pleistocene, ha potuto ingredire, dando origine a sequenze deposizionali di natura argillosa e sabbioso-conglomeratica. Durante la massima fase ingressiva (Pleistocene inferiore) la linea di riva del Mar Tirreno era ubicata a ridosso dei primi rilievi formatisi, a circa 70 km a E dell'attuale linea di costa.

Questa azione tettonica, inoltre, riducendo lo spessore della litosfera (delaminazione) ha favorito durante il Pleistocene medio la risalita di ingenti quantità di magma che hanno dato originato all'attività vulcanica dell'area tosco-laziale-campana.

In sintesi, l'attuale assetto morfostrutturale della Catena Appenninica è il risultato della sovrapposizione degli effetti connessi alla tettonica distensiva postorogena pliopleistocenica su quelli legati allo sviluppo mio-pliocenico della stessa catena. La morfogenesi della catena e la relativa azione morfosculturale, probabilmente iniziata a partire dal Miocene medio-superiore, si è sviluppata in maniera diacrona dai settori occidentali verso quelli orientali, fortemente connessa con i processi di sollevamento, con la relativa tettonica delineando un complesso quadro morfostrutturale, soprattutto in quelle aree che in seguito sono diventate le attuali fasce costiere.

Nei settori adriatici si risente in maniera più intesa della strutturazione della catena per gli effetti compressivi, mentre nelle parte tirrenica prevale in maniera più intensa la tettonica distensiva. A partire dal parte alta del Pleistocene superiore, però, il settore costiero e soprattutto quello adriatico compreso tra il Golfo di Trieste ed il Promontorio

del Gargano, ha risentito di un'evoluzione geologica e geomorfologica estremamente eterogenea, in quanto legata a fattori quali la litologia, la tettonica, le fluttuazioni gladio-eustatiche che si sono articolati e combinati in modi differenti da N a S (CAROBENE, 2004) con un'azione prevalentemente morfosculturale.

L'evoluzione recente del rilievo appenninico e l'inizio della morfogenesi costituiscono la base per comprendere i momenti di formazione del paesaggio costiero legato ad un'ereditarietà tettonica più distensiva che compressiva, con associati collassi gravitativi legati sia ai differenti momenti di sollevamento sia alle variazioni eustatiche relative.

Il tratto di costa molisano appartiene al bacino periadriatico centro-meridionale nel quale affiorano, oltre ai termini meso-cenozoici, le successioni sedimentarie del ciclo marino plio-pleistocenico ed i successivi depositi continentali (BIGI *et al.*,1995).

La successione, a W, è generalmente discordante in *onlap* sugli elementi geologicostrutturali del pedeappennino miocenico mentre, a E, l'attività tettonica sinsedimentaria
ha condizionato l'assetto morfologico, generando discontinuità e discordanze
geometriche, aree rialzate con deposizione di successioni lacunose o ridotte ed infine
aree depresse con deposizione di successioni più complete, articolate in anticlinali e
piccoli sovrascorrimenti (BIGI *et al.*,1995). La successione sedimentaria, in prossimità
della fascia costiera, è caratterizzata da depositi di *facies* litorali e deltizie d'età
quaternaria, costituiti da sabbie poco cementate e conglomerati giallastri eterometrici in
successione su depositi pelitici plio-pleistocenici. Lo spessore dei depositi sabbiosoconglomeratici varia, anche notevolmente da luogo a luogo, in relazione alle
caratteristiche tettonico-evolutive del bacino di sedimentazione, come del resto
l'andamento del substrato pelitico che è generalmente caratterizzato da ondulazioni ad

ampio raggio e solo in alcuni tratti è dislocato da faglie minori. L'assetto geometrico di tale successione è in genere monoclinalico, debolmente immergente verso E.

Il tratto costiero mostra elementi geomorfologici riconducibili a sollevamenti pleistocenici, tuttavia i dati di letteratura non consentono di distinguere i tassi relativi al Pleistocene medio e superiore; per quanto riguarda l'Olocene, l'area potrebbe essere relazionata anche ai tratti costieri caratterizzati da rapidi sollevamenti (Bosi *et al.*, 2004). In base alle caratteristiche fisiografiche generali, la fascia costiera abruzzese-molisana può essere distinta in tre settori: uno settentrionale, dal fiume Tronto a Ortona; uno centrale, da Ortona a Punta Penna; uno meridionale, da Punta Penna a Termoli. Nei settori settentrionale e meridionale la costa mostra un profilo longitudinale caratterizzato da debole pendenza, che si raccorda dolcemente alla piattaforma continentale, la costa è prevalentemente bassa e sabbiosa. Nel settore centrale è presente un'estesa falesia, con al piede un modesto tratto di spiaggia emersa ghiaioso-sabbiosa.

La fascia costiera del Mar Adriatico è formata in gran parte dai depositi di progradazione del fiume Po, relativi alla fine dell'ultimo glaciale (CIABATTI *et al.*, 1987; COLANTONI *et al.*, 1990; TRINCARDI *et al.*, 1994, 1996). Durante la successiva risalita e trasgressione del mare, nota in letteratura come trasgressione versiliana (HARLAND *et al.*, 1982), le basse pendenze hanno determinato una rapida sommersione, con conseguente scarso rimaneggiamento dei precedenti depositi litoranei (CURZI *et al.*, 1988).

La scarsa erosione durante la fase trasgressiva è testimoniata anche dalla presenza di un antico complesso deposizionale di cordone – laguna, attualmente ubicato ad una profondità di -35/-40 m, datato circa 8.000 anni BP (COLANTONI *et al.*, 1990). Al largo, soprattutto fra Trieste e San Benedetto del Tronto, affiorano inoltre sabbie relitte, la cui

morfologia — ereditata dall'ambiente subaereo dell'ultima glaciazione — è meno regolare. Le dune fossili di Massenzatica, invece, sono antichi cordoni dunari litoranei databili all'incirca al IX secolo a.C., che ora si rinvengono nell'entroterra per via della progradazione verso E della linea di riva causata dal graduale accumulo di depositi alluvionali. Questo antico litorale corrisponde alla linea di costa pre-etrusca che, da Ravenna, passava per le attuali località Argine Agosta, Marozzo, Ponte Maodino, San Basilio proseguendo verso N sino a Chioggia. A Massenzatica e San Basilio le dune erano particolarmente elevate, fino a circa +7 m, pertanto sono tuttora ben visibili.

Dal punto di vista geologico l'area molisana è caratterizzata dalla presenza di tre principali unità stratigrafico-strutturali, ben riconoscibili procedendo da monte verso la linea di costa, in direzione SE-NW circa: le Unità Irpine esterne, l'Unità di Avanfossa e Bacini Intrappenninici plio-pleistocenici ed i Depositi Sedimentari (BONARDI *et al.*, 1988; VEZZANI *et al.*, 2004).

Delle Unità Irpine esterne affiorano i termini della Formazione di Serrapalazzo-Faeto, costituita da depositi silicoclastici e carbonatici, talora evaporitici, di età Tortoniano inferiore-Langhiano superiore. Questi terreni sono in concordanza stratigrafica sui termini terrigeni del Flysch Numidico, del Langhiano-Oligocene superiore, e del sottostante Flysch Rosso, dell'Oligocene-Cretacico superiore; quest'ultimo flysch a sua volta è ascritto all'Unità Lagonegro II. Tale formazione affiora estesamente nelle zone collinari (>600 m s.l.m.) che si estendono tra i bacini dei fiumi Fortore (SE) e Trigno (NW), ed in particolare a monte dei reticoli idrografici del T. Saccione e del F. Biferno. Inoltre, sono intensamente tettonizzati e caratterizzati da sovrascorrimenti che individuano i *thrusts* del

margine esterno appenninico, a vergenza orientale ed orientamento circa NW-SE, che localmente raddoppiano la serie (strutture a *duplex*).

I terreni dell'Unità di Avanfossa e Bacini Intrappenninici plio-pleistocenici sono rappresentati dai termini dell'Unità Bradanica ed in particolare delle Argille subappenniniche del Pleistocene inferiore. Questi terreni sono ampiamente affioranti nei bacini fluviali del Saccione, Biferno e Trigno ed in parte del Fortore, i cui corsi d'acqua li dissecano profondamente a quote comprese tra circa +600 e +50 m.

Infine, i Depositi Sedimentari di età quaternaria sono formati da numerosi ed estesi affioramenti di sedimenti alluvionali e marini terrazzati pleistocenici, subordinatamente da sedimenti fluviali, lacustri, lagunari e litoranei olocenici ed a luoghi, nelle zone collinari, da eluvioni, colluvioni e detriti di falda olocenici (VEZZANI *et al.*, 2004).

Tra questi, i depositi alluvionali terrazzati del Pleistocene medio-superiore sono diffusi in tutti i bacini, soprattutto in quello del Saccione ed in minor grado in quelli del Biferno e del Fortore, a quote variabili tra circa +260 e +60 m.

I depositi marini terrazzati, di cordoni dunari e di spiagge del Pleistocene medio-superiore si rinvengono a lembi nei settori medio-alti delle valli fluviali e più largamente in quelli bassi, a quote comprese tra +300 e +25 m circa. Tali valli sono a tratti impostate su linee tettoniche a prevalente andamento antiappenninico (NE-SW), che hanno verosimilmente dislocato anche le superfici terrazzate di genesi fluviale e marina. Inoltre, nei settori medio-alti dei bacini fluviali s'individua il fronte sepolto dell'alloctono, orientato in direzione circa NW-SE e parallelamente ai margini dei principali sovrascorrimenti.

I depositi alluvionali, lacustri e lagunari olocenici, invece, sono diffusi a varie quote lungo gli alvei fluviali ed al margine interno dell'intera fascia costiera, subparallelamente all'attuale linea di riva, fino a circa +5 m. Inoltre, tali sedimenti sono presenti senza soluzione di continuità tra il settore occidentale del Promontorio del Gargano (SE) e la foce del F. Biferno (NW), mentre a nord di quest'ultima affiorano a lembi discontinui a causa dei fenomeni erosivi fino alla foce del F. Trigno.

Infine, i sedimenti di spiaggia e dune costiere olocenici, affiorano con continuità tra il Promontorio del Gargano e la foce del F. Biferno e formano un esteso cordone litoraneo, mentre tra il promontorio di Termoli e la foce del Trigno sono presenti a luoghi al piede delle basse falesie costiere e costituiscono strette fasce sabbiose e sabbioso-ciottolose.

4. ASSETTO GEOMORFOLOGICO

La zona costiera molisana è caratterizzata in gran parte dalla presenza di sabbie e ghiaie delle spiagge attuali. La linea di riva tra la foce del F. Trigno ed il promontorio di Termoli è debolmente concava verso il largo (NE), con un lieve protendimento nella sola zona di foce fluviale a delta (fig. 2); inoltre mostra un orientamento circa WNW-ESE. Tra il promontorio e Campomarino Lido, invece, il litorale è concavo-convesso per la presenza del sistema di foce a delta del Biferno e della struttura portuale di Campomarino; inoltre, muta orientamento, estendendosi in direzione circa NW-SE (fig. 3).

Il promontorio di Termoli, pertanto, rappresenta un elemento morfostrutturale che suddivide il settore costiero molisano in due subunità fisiografiche a diverso orientamento e costituisce anche un ostacolo topografico alla deriva dei sedimenti litoranei, esercitando in parte un controllo morfologico sulla loro distribuzione e sullo sviluppo in ambiente sottomarino di forme d'erosione e deposizione sedimentaria.

Il promontorio è costituito da una falesia ben pronunciata con altezza della scarpata di circa 30 m, che corre parallelamente al corso del F. Biferno e divide l'area di studio in due principali unità. È costituita prevalentemente da terreni argillosi e sabbiosi pliocenici ascritti alle formazioni delle Argille di Montesecco, dalle sabbie di Serracapriola e dai conglomerati di Campomarino (BERGOMI & VALLETTA, 1968; BONI *et al.*, 1969).

Ad ovest della falesia si distingue una fascia caratterizzata da ghiaie, sabbie ed argille dei fondovalle attuali dell'Olocene ed altre aree di diverso ordine del Pleistocene. Si tratta di una zona alluvionale influenzata dalla dinamica fluviale e marina. Tale area, fino al secolo scorso, era paludosa come suggerito dalla località "Pantano", confermato dalla

cartografia storica e da interviste ad imprenditori agricoli appartenenti a famiglie di lunga tradizione contadina.

Ad est della falesia si distingue un'ampia fascia caratterizzata da depositi di ghiaia e conglomerati prevalentemente di ambiente marino del Pleistocene, talvolta intercalati da "croste calcaree" più o meno profonde.

Procedendo dal F. Saccione verso ovest, fino all'area centrale, si succedono zone con diverse caratteristiche geomorfologiche tra le quali: aree di pianura alluvionale attuale a morfologia piatta di tipo limoso-argillosa; pianure alluvionali recenti a morfologia piatta con ghiaie più o meno cementate, sabbie ed argille sabbiose; aree terrazzate di diverso ordine, da pianeggianti a poco acclivi; aree pianeggianti e subpianeggianti caratterizzate da sedimenti derivanti dalla dinamica fluviale e da processi di versante sulle alluvioni limoso-argillose e su coperture fluviali di ghiaie più o meno cementate, sabbie ed argille sabbiose.

La valle alluvionale del F. Biferno appare simmetrica a fondo piatto e dalla confluenza con il T. Cigno forma una serie di meandri; negli ultimi 6 km il corso d'acqua scorre lungo il margine orientale della valle con andamento subrettilineo. In quest'area la presenza di fianchi rettilinei ed acclivi e la larghezza costante suggeriscono l'esistenza di un controllo strutturale sul reticolo idrografico impostatosi su una o più faglie ad andamento antiappenninico (AUCELLI et al., 1996). La valle è stata gradualmente colmata da depositi alluvionali e marini con spessori di almeno 60 m nella parte centrale, come si evince dall'interpretazione di sondaggi geognostici (CASNEDI et al., 1981, 1982), evidenziando che il paleosolco vallivo, prodotto in seguito alla regressione glacioeustatica

quando la linea di riva era posta circa 10 km più al largo dell'attuale, in età würmiana era molto profondo.

In questa zona l'assenza di terrazzi marini tirreniani e medio-pleistocenici suggerisce che durante la risalita postglaciale la costa sia arretrata per l'azione erosiva del mare che ha tra l'altro modellato un sistema piattaforma d'abrasione-falesia nelle tenere successioni locali del substrato, come confermano alcune evidenze morfologiche lungo le falesie di Termoli e Campomarino.

I caratteri sedimentologici del litorale mostrano una prevalenza di sabbie con diametro medio valutabile in 0.3 mm, mentre nelle zone maggiormente soggette ad erosione si nota un incremento della frazione ghiaiosa a causa dell'erosione della costa alta e di alcuni tentativi di ripascimento artificiale effettuati in tempi diversi.

Dal punto di vista sedimentologico le coste molisane sono caratterizzate da uno stile di sedimentazione ben noto nella maggior parte degli ambiti costieri sia dell'Alto che soprattutto del Medio Adriatico, in base al quale i sedimenti si dispongono a bande subparallele alla linea di riva.

La sedimentazione, quindi, risulta ampiamente condizionata dal moto ondoso e soprattutto da un intenso regime di correnti litorali, considerando anche il fatto che l'intera costa è orientata parallelamente alla direzione di provenienza dei venti di massimo *fetch* geografico, ovvero da NW e da SE (ASSESSORATO AI LAVORI PUBBLICI DELLA REGIONE MOLISE, 2001).

5. METODOLOGIA D'INDAGINE ED ELABORAZIONE DATI

L'obiettivo principale di questa ricerca è quello di analizzare la dinamica evolutiva che ha interessato il litorale molisano negli ultimi 50 anni, mediante l'analisi climatica e geomorfologica, al fine di verificare se l'attuale condizione di arretramento possa essere causata anche da una variazione dell'intensità e/o direzione dei venti.

L'analisi morfologica dettagliata della fascia costiera ha consentito di mettere in luce i fattori ed i processi che sono alla base dell'intensa erosione del passato recente e tuttora in atto.

A tal fine stata eseguita la ricerca e l'analisi critica dei dati bibliografici concernenti gli aspetti ambientali, climatici, geologici, geomorfologici e sedimentologici delle aree emerse e sommerse dei vari settori costieri da studiare, con lo scopo di indirizzare meglio le successive campagne di rilevamento.

Inoltre, sono state analizzate la cartografia storica, le serie cartografiche a diversa scala (1:5.000, 1:25.000) prodotte dall'Istituto Geografico Militare nel 1869-1875, 1907-1909, 1954, la Cartografia Tecnica Regionale del 1991 e 2000 (1:5.000), le carte batimetriche edite dall'Istituto Idrografico della Marina e le aerofotogrammetrie dell'I.G.M. del 1954 (1:33.000), del R.T.A. del 1991 (1:13.000) nonché dell'A.I.M.A del 1998 (1:10.000).

Mediante la loro interpretazione e confronto per sovrapposizione, uniformando le scale con l'utilizzo di una piattaforma GIS (*Geographic Information System*), integrate da osservazioni e verifiche sul campo, è stato possibile evidenziare le principali variazioni e delineare le tendenze evolutive della linea di riva per entrambe le unità fisiografiche costiere.

Nella verifica dei processi in atto lungo una spiaggia è necessario analizzare la morfologia dei fondali prospicienti; quest'ultima, infatti, influenza fortemente il moto ondoso incidente e le correnti da esso generate attraverso fenomeni di rifrazione sul fondo.

In definitiva l'analisi delle caratteristiche morfodinamiche ed idrodinamiche deve interessare l'intera area, attraverso la determinazione della morfologia del fondo marino, delle caratteristiche meteomarine del paraggio e del moto ondoso, nonché delle caratteristiche e della distribuzione e del transito dei sedimenti.

In base a tali premesse, sono state condotte due campagne di rilievi batimetrici e di prelievo di campioni di sedimento superficiale del fondo marino e di battigia; tali indagini, effettuate nei mesi di aprile e maggio 2004 e 2005, sono state svolte ad un anno di distanza al fine di verificare le eventuali variazioni morfologiche e di distribuzione delle *facies* granulometriche della spiaggia sommersa manifestatesi dopo la stagione invernale.

In particolare, durante la campagna del 2004 sono state indagate le aree di spiaggia sommersa fino a -20 m di profondità antistanti sia le foci fluviali del Trigno e del Biferno, sia quei tratti di litorale caratterizzati da più evidenti *focus* erosivi della spiaggia emersa, tra il promontorio di Termoli e la foce del T. Saccione.

Durante la campagna del 2005, invece, i rilievi morfobatimetrici sono stati estesi all'intero settore di spiaggia sommersa compreso tra Campomarino Lido (SE) e la foce del F. Trigno (NW). Questi ultimi, inoltre, sono stati condotti fino alla massima profondità di -10 m, intensificando l'interasse fra i transetti, in quanto nella precedente

campagna è stato osservato un regolare andamento delle isobate tra -10 e -20 m che

testimonia una morfologia dei fondali uniforme e a bassa pendenza, caratterizzata da

assenza di evidenti indicatori morfologici di fenomeni d'erosione e/o deposizione del

recente passato o in atto in ambiente sottomarino, quali incisioni, canali, depressioni,

gradini, barre, etc. Infatti, in entrambe le campagne la morfologia della spiaggia

sommersa tra la linea di riva e -10 m è risultata molto articolata per la presenza sia di

marcate strutture di fondo sia di numerose barriere artificiali trasversali, soffolte ed

emerse, queste ultime parallele distaccate o aderenti alla riva.

I rilievi sono stati eseguiti mediante l'utilizzo di un sistema DGPS (Differential Global

Positioning System) con stazione di correzione satellitare (Sky Station) ed un ecografo a

registrazione continua Hydrotrac.

Quest'ultimo è uno strumento progettato per l'esecuzione di rilievi batimetrici in continuo

da natanti leggeri in aree costiere, zone sotto sponda ed in acque interne. L'ecografo è

compatto ed a tenuta stagna in assetto operativo, possiede dimensioni contenute e monta

una stampante termica digitale per la gestione dei tracciati ad alta risoluzione.

Specifiche tecniche:

sensibilità di misura: 1 cm;

frequenza acustica: 200 kHz;

potenza: 500 Watt;

alimentazione: 11-28 VDC;

interfacce: 2 porte RS232;

stampante grafica termica da 8.5";

display LCD altezza 1";

tastierino ermetico;

Dottorato di Ricerca AMSA – XVIII ciclo – Area GEO

Francesco Terlizzi

28

comando di *fix-mark* manuale e remoto;

funzione di scala automatica;

ingresso per GPS (Global Positioning System);

ingresso per compensatore d'onda;

annotazioni alfanumeriche sul tracciato carta;

regolazione automatica di durata dell'impulso, AGC e TVG;

uscite: NMEA, Echotrac, Deso 20, ecc.;

chassis a tenuta stagna;

dimensioni: altezza 356 x larghezza 425 x profondità 203 mm;

peso contenuto: 14.5 kg;

Per ciascun punto di rilievo batimetrico e di campionamento, ai fini di un posizionamento

di precisione, sono state registrate le coordinate geografiche mediante DGPS collegato a

LandStar, un servizio satellitare di trasmissione di correzioni differenziali GPS. La rete

LandStar diffonde le correzioni DGPS mediante satelliti in banda L; il sistema funziona

secondo uno standard a livello mondiale, consentendo a tutti i ricevitori compatibili di

operare nelle varie zone coperte dal servizio. Le correzioni differenziali sono calcolate e

trasmesse con una rete, tanto da assicurare posizionamenti in tempo reale con una

precisione migliore di un metro.

Specifiche tecniche:

a prova di intemperie;

basso assorbimento: 4 W;

antenna singola GPS/LandStar;

funzionamento completamente automatico, nessuna necessità d'interfaccia esterna;

compatibili con tutte le reti mondiali DGPS LandStar;

precisione in tempo reale migliore di 1 m;

dimensioni: 185 x 105 x 60 mm;

temperatura di lavoro: da -35°C a +85°C;

alimentazione 9-36 VDC (33mA - 12 V);

urti e vibrazioni: RTCA DO-160C categoria N + vibrazioni casuali;

tenuta: IP66;

uscita RTCM: SC104 versione 2.0; RS232, 9600, 8, n, 1 (riprogrammabile);

uscita NMEA: messaggi standard GGA, GLL, VTG; RS232, 9600, 8, n, 1

(riprogrammabile).

Il GPS e l'ecografo sono stati collegati in *real time* ad una stazione di registrazione mediante *software* di acquisizione-navigazione con capacità di registrazione delle coordinate geografiche e delle profondità di 15 punti al secondo (fig. 5).

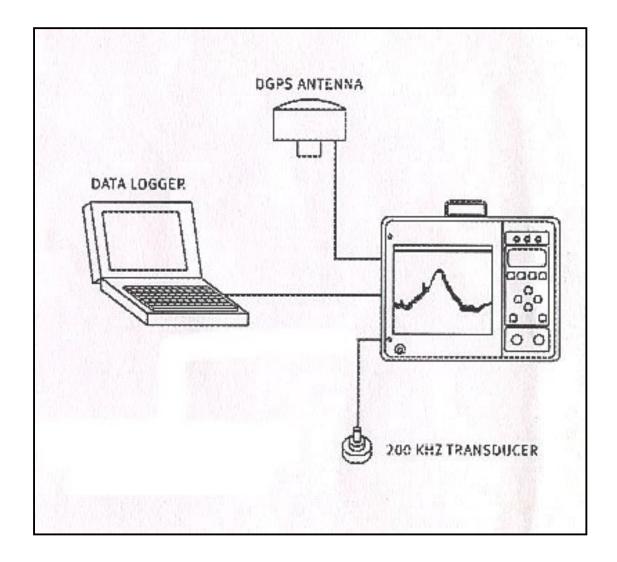


Fig.5 – Sistema di navigazione e acquisizione di dati utilizzato.

I rilievi sono stati effettuati lungo transetti ortogonali in alcuni tratti compresi tra le foci dei fiumi Trigno e Biferno ad interasse compreso tra 100 e 150 m.

Oltre ai rilievi eseguiti lungo i transetti, sono stati effettuati rilievi batimetrici paralleli e subparalleli alla linea di riva, entro breve distanza, lungo l'intero perimetro costiero in studio. Ogni rilievo ha previsto la taratura del segnale ecografico mediante il calcolo automatizzato della profondità dell'unità di impulso sonoro rispetto al livello medio del

mare e della velocità del suono in funzione delle caratteristiche fisiche dell'acqua marina (salinità, densità, temperatura).

I dati acquisiti, circa un milione, sono stati poi sottoposti ad un controllo di qualità mediante un modulo del software di acquisizione-navigazione, al fine di eliminare i punti che risultassero poco corretti rispetto alla continuità del rilievo; i dati risultati attendibili, per una corretta elaborazione, saranno in seguito filtrati per l'acquisizione automatica di un dato ogni 30 cm di distanza dall'altro. Per l'elaborazione della carta batimetrica i dati utilizzati sono stati, dopo le differenti analisi, in totale circa 500.000.

La batimetria è stata elaborata mediante un *software* dedicato e georeferenziata mediante una piattaforma GIS secondo il Sistema UTM WGS 84.

I dati sono stati successivamente sottoposti, prima della elaborazione, ad un controllo di qualità e filtraggio mediante un modulo del *software* di acquisizione-navigazione, al fine di eliminare i punti che risultassero non corretti rispetto alla continuità del rilievo. I dati risultati attendibili per la successiva elaborazione della carta batimetria, dopo le differenti analisi, sono in totale 2872.

La cartografia dell'area in studio è stata peraltro georeferenziata secondo le coordinate UTM WGS84 mediante l'utilizzo di *software* GIS quali SURFER, ILWIS, ArcView e ArcMap.

L'esame della carta batimetrica ha consentito di eseguire lo studio morfologico dei fondali. Una visione globale delle isobate consente di individuare una morfologia della spiaggia sommersa generalmente poco articolata e subpianeggiante. Solo in corrispondenza di barriere artificiali emerse e sommerse si nota un andamento delle curve

batimetrihe più articolato, dovuto evidentemente all'espansione e diffrazione del moto ondoso sulle strutture che ha prodotto alcuni canali tra le barriere artificiali.

Tale disposizione indicherebbe una dinamica *onshore* (trasversale) legata all'incidenza ortogonale delle fondazioni sul litorale.

Inoltre, sono stati caratterizzati alcuni morfotipi particolari quali, per esempio, canali interbarra più profondi nei quali potrebbero essere convogliati dalle correnti marine lungocosta (*longshore currents*) sedimenti sabbiosi che tenderebbero così ad allontanarsi definitivamente dal sistema costiero. È stata verificata l'origine, lo sviluppo e la dinamica di tali forme, molto spesso da ricollegare al deflusso di correnti marine di compensazione (*rip currents*).

Durante le campagne sono stati prelevati in totale 305 campioni di sedimento a profondità comprese tra -1 e -15 m, di cui 102 nel 2004 (fig. 6) e 203 campioni nel 2005 (fig. 7); inoltre, nel 2004 sono stati raccolti anche 20 campioni lungo la battigia. Il maggior numero di campioni prelevati nella seconda campagna si è reso necessario a seguito dell'ampliamento longitudinale del settore costiero indagato.

I campioni di sedimento sono stati sottoposti ad analisi granulometriche, tessiturali, microscopiche, modali e di dispersione. In laboratorio i campioni sono stati sottoposti, dopo accurata preparazione e lavaggio con pompa a vuoto, a setacciatura a secco fino a 45 μ con scuotitore meccanico per 15'. Per ogni singolo campione sono state quindi

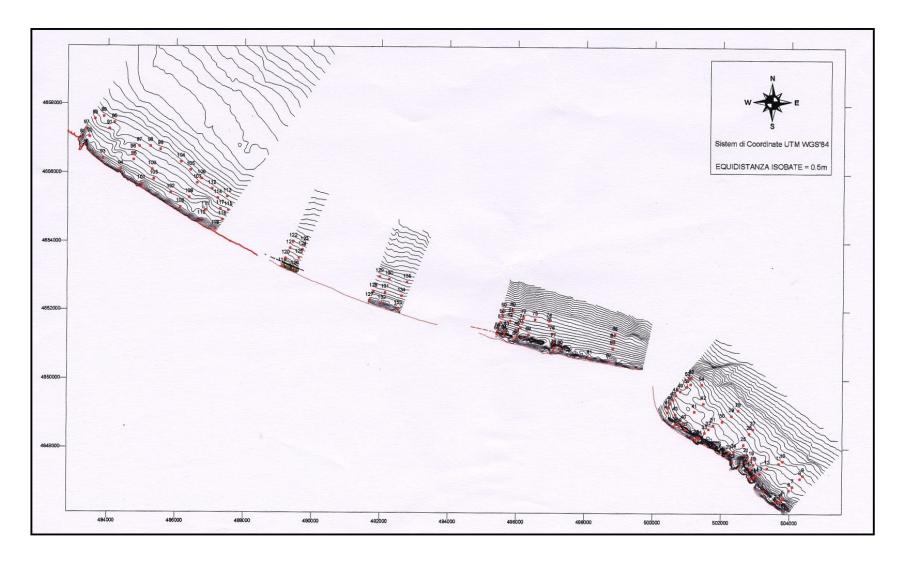


Fig.6 – Ubicazione dei campioni di sedimento di fondo marino mobile, prelevati nell'anno 2004.

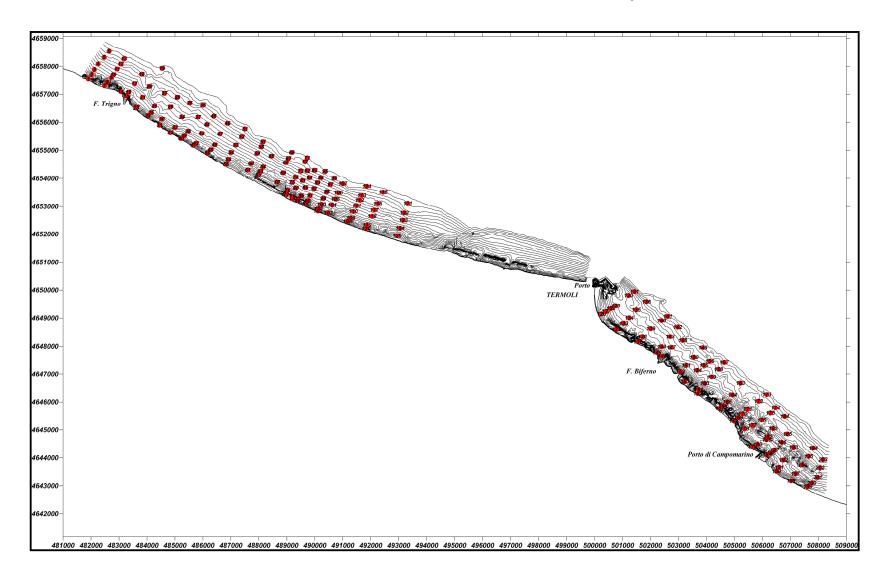


Fig.7 – Ubicazione dei campioni di sedimento di fondo marino mobile, prelevati nell'anno 2005.

costruiti, mediante un *software* appositamente predisposto, gli istogrammi e le curve cumulative (fig. 8), nonché calcolati i parametri statistici secondo il metodo grafico di FOLK & WARD (1957).

Al fine dell'individuazione della dispersione dei sedimenti rivelata dagli assi di transito sedimentario nelle zone in studio, è stata condotta un'analisi isomodale, utile per individuare le popolazioni sedimentarie interessate alla dinamica litoranea. I punti georeferenziati, corrispondenti alle stazioni di prelievo dei campioni di sedimento, sono stati restituiti sulla carta morfobatimetrica; in tal modo è stato possibile utilizzare i dati ottenuti dalle varie analisi per le riproduzioni cartografiche tematiche relative a ciascuna frazione granulometrica analizzata.

Lo studio dei caratteri dei sedimenti testimonia azioni di trasporto dipendenti dalla dinamica costiera (moto ondoso e correnti marine) oppure da una dinamica sedimentaria governata da processi massivi (apporti fluviali). Infine, mediante un *software* dedicato sono state analizzate le curve di frequenza di ciascun campione, sia della spiaggia emersa sia del fondo marino, fino a -15 m di profondità.

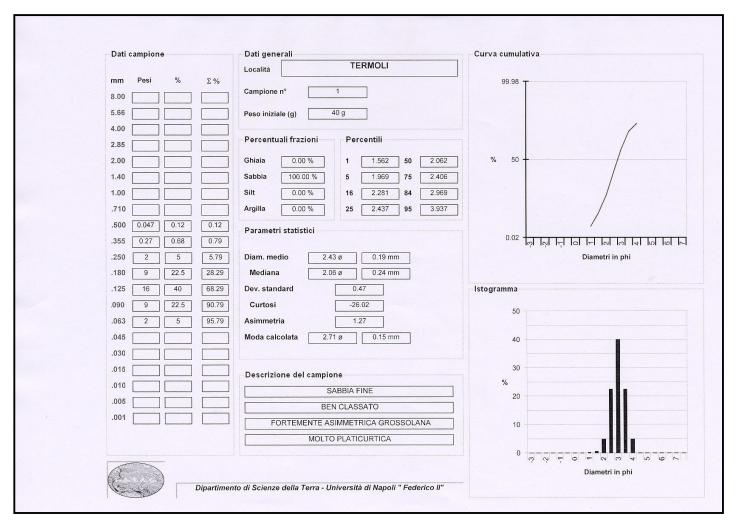


Fig.8 – Scheda delle caratteristiche tessiturali del sedimento, con la curva cumulativa, l'istogramma di frequenza, i parametri statistici e la classificazione granulometrica.

6. EVOLUZIONE STORICA DELLA LINEA DI RIVA

Dall'analisi delle differenti linee di riva cartografate tra il 1869 ed il 1998 ed i rilevamenti condotti tra il 2004 ed il 2005 si evince che entrambe le unità fisiografiche costiere (fig. 9), la prima estesa tra la foce del F. Trigno ed il Porto di Termoli, la seconda tra quest'ultimo e la foce del T. Saccione, sono caratterizzate da dinamiche morfoevolutive sostanzialmente diverse tra di loro ed ulteriormente differenziabili in settori di litorale contigui all'interno di ciascuna unità.

Questi ultimi, infine, sono stati interessati da locali tassi medi annuali di arretramento o progradazione che nell'insieme suggeriscono, per i singoli intervalli di tempo considerati, un'evoluzione morfologica complessa del litorale, caratterizzata da pulsazioni erosive e deposizionali sfasate nel tempo tra settori adiacenti e manifestatesi soprattutto procedendo da SE verso NW ovvero nella medesima direzione della prevalente deriva litoranea dei sedimenti.

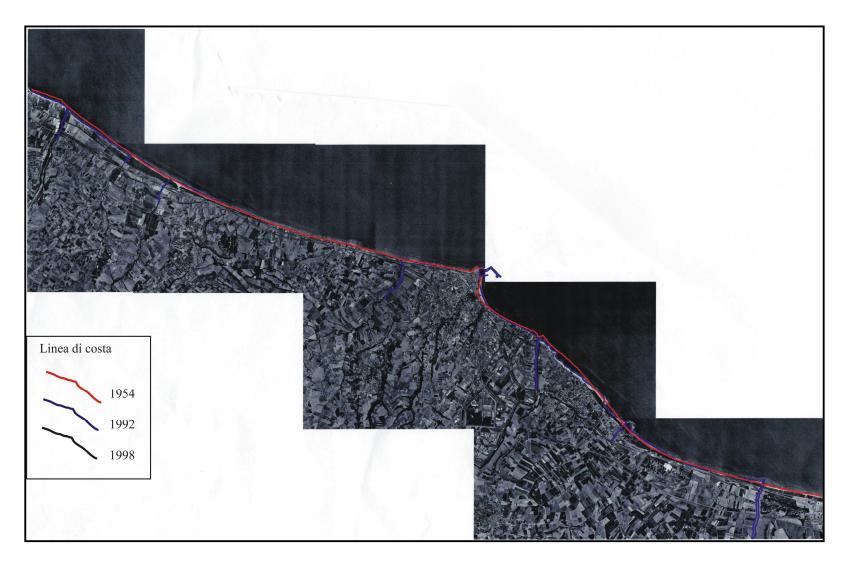


Fig.9 – Evoluzione della linea di costa dal 1954 al 1998.

6.1 Unità fisiografica A (foce del F. Trigno – porto di Termoli)

Il settore compreso tra la foce fluviale del Trigno e quella del Mergola è stato interessato da spinti fenomeni d'erosione, tuttora in atto. In particolare, tra il 1874 ed il 1954 si registra una fase di arretramento della linea di riva pari a circa 500 m, con un tasso medio calcolato di circa 7 m/anno.

Tra il 1907 ed il 1954 l'erosione si è attivata soprattutto sul sistema di foce del Trigno, con conseguente locale progradazione asimmetrica dei tratti di litorale adiacenti alle ali del delta per redistribuzione dei sedimenti asportati.

Tale processo ha determinato una graduale modificazione dell'originaria foce a delta che nel 1954 si è definitivamente trasformata nel tipo ad estuario, riposizionandosi circa 500 m più a NW. Tale evidenza costituisce un importante indicatore morfologico che conferma un preminente trasporto litoraneo verso NW.

Nell'intervallo 1954-1991 si registra un consistente arretramento della linea di riva nell'intera unità fisiografica costiera, con un valore massimo di circa 140 m in prossimità della foce del Trigno e minimo pari a 25 m presso quella del Mergola; il tasso d'werosione medio risulta pari a 4 m/anno.

I fenomeni erosivi sono stati attivi anche tra il 1992 ed il 1998, nonostante la costruzione di opere di difesa longitudinali emergenti nell'area di litorale in sinistra orografica del Trigno, di pennelli ortogonali a protezione della foce e di barriere longitudinali aderenti presso l'idrovora di Montenero di Bisaccia. In questo periodo il tasso medio di

arretramento è valutato in 10 m/anno a nord dell'idrovora ed in circa 3 m/anno a sud della stessa.

La spiaggia emersa di questa zona, in cui tra l'altro sono assenti cordoni dunari, è tuttora caratterizzata da un gradino d'erosione, alto circa 0.5 m ed esteso per 2 km, che indica la persistenza dei processi erosivi a sud del Trigno. Questo tratto, in particolare, mostra intensi *focus* erosionali che hanno interessato anche la pineta retrostante la spiaggia emersa, aggredendone a luoghi il margine esterno. Il tratto a nord della foce, invece, presenta esigui e discontinui gradini d'erosione, con altezza di circa 0.2-0.3 m.

Il settore compreso tra le spiagge di Martinelle e di Setacciato è caratterizzato dalla foce del T. Tecchio che separa i due lidi. Questo tratto di litorale è stato interessato tra il 1869 ed il 1998 da una generale stabilità della linea di riva, con lievi fasi di arretramento e progradazione che nell'insieme si sono bilanciate. In particolare, tra il 1874 ed il 1954 si registra un'avanzamento della riva pari a circa 250 m a sud della foce del Mergola, con un tasso medio di 3.5 m/anno. Tra il 195° ed il 1991, invece, si è avuto un certo equilibrio, con un lieve avanzamento della riva della spiaggia di Martinelle di circa 30 m e di quella di Setacciato di circa 60 m. Tra il 1991 ed il 1998 si registra un'altra fase di progradazione di circa 30 m nella parte mediana del litorale, con tasso medio di circa 5 m/anno; probabilmente tale fase è da porre in relazione alla costruzione a metà anni '80 di opere di difesa longitudinali distaccate tra le foci del Tecchio e del Fosso di lupo, entrambi a carattere torrentizio, e soprattutto agli apporti solidi del Tecchio dove si rileva la massima progradazione.

Va segnalata, inoltre, la presenza di affioramenti di argille azzurre a nord di Torretta di Petacciato, presso il Fosso della Torre, legato fenomeni d'erosione e ad un locale movimento di massa. La presenza di un cordone dunare in fase di sviluppo e ricolonizzazione vegetale nella stessa zona, presso Colle degli Ulivi, indicherebbe invece il persistere della fase di generale stabilità del litorale nell'ambito di una dinamica litoranea con trasporto solido diretto verso NW.

Il settore litoraneo compreso tra Torretta di Petacciato e la foce del Sinarca ha subito lievi arretramenti ed avanzamenti della riva tra il 1874 ed il 2005, dell'ordine di circa 10 m, ma nell'insieme risulta abbastanza stabile. La realizzazione di opere di difesa a sud della foce, negli anni '90, ha localmente causato un disequilibrio innescando fenomeni d'erosioni ai margini delle barriere artificiali.

Il settore esteso tra la foce del Sinarca e la spiaggia di S. Antonio è stato interessato da una progradazione della riva tra il 1954 ed il 1975 e da un arretramento tra il 1975 ed il 1980. Tuttavia, tra il 1954 ed il 1991 è stata registrata una sostanziale stabilità, con lievi arretramenti di circa 30 m presso la foce e circa 15 m a nord del porto di Termoli. Tra il 1991 ed il 1998 l'erosione si è intensificata, probabilmente anche per la presenza di alcune opere di difesa ubicate a sud della foce, che hanno innescato fenomeni d'erosione a nord ed accumulo di sedimenti a sud delle barriere artificiali. Negli ultimi 7 anni presso la foce del Sinarca è stato registrato un arretramento di circa 30 m, con tasso medio di 4 m/anno.

Tali elementi indicano che in questo tratto di litorale la prevalente deriva dei sedimenti è diretta verso SE. Va comunque specificato che tra il 1995 ed il 2000 la spiaggia di S. Antonio è stata artificialmente ripascita mediante sabbie, al fine di mitigare i fenomeni d'erosione, è ciò ha senz'altro influenzato la locale evoluzione morfologica della linea di riva.

6.2 Unità fisiografica B (porto di Termoli – foce del T. Saccione)

Nel settore di litorale esteso tra il porto di Termoli e la foce del F. Biferno l'evoluzione della linea di riva tra il 1874 ed il 1954 è stata caratterizzata da spinti fenomeni d'erosione del sistema di foce a delta del Biferno. Infatti, si registra un arretramento di circa 650 m della spiaggia in destra orografica, con tasso medio di 8 m/anno, e di circa 500 m in sinistra, con tasso pari a circa 6 m/anno. Le spiagge di Campomarino e di Martinelle Nuove, a SE della foce, alimentate dai sedimenti apportati dal corso d'acqua e trasportati in prevalenza verso SE, sono state intensamente erose.

In quest'area sono stati identificati 5 ordini di cordoni dunari, tra cui quello del I ordine si rinviene a lembi nella parte più interna della costa. L'intensa erosione ha causato la troncatura in senso obliquo del cordone dunare del II ordine, riconoscibile a monte di quello del III ordine presente nell'intero settore litoraneo. I cordoni dunari del IV e V ordine, invece, sono presenti solo nelle adiacenze ed a sud della foce.

Tra il 1954 ed il 1991 il litorale è stato interessato da una generale tendenza all'arretramento della linea di riva, soprattutto nel tratto compreso tra la spiaggia di Rio Vivo ed il collettore di Rimitelli (ZUNICA & GIRARDI, 1984), connessa sia a cause naturali sia antropiche. In particolare, la costruzione dell'opera portuale di Termoli, iniziata nel 1910 e terminata nel 1930, ha intensamente influenzato la dinamica litoranea ed ha suddiviso la costa molisana in due principèali unità fisiografiche costiere, caratterizzate da schemi di circolazione delle correnti lungoriva e derive dei sedimenti completamente diversi. Infatti, nel periodo 1954-1991 il tratto di litorale esteso tra la foce fluviale del Biferno e Rio Vivo è progressivamente arretrato di circa 80 m, con un tasso medio pari a

circa 2 m/anno. Inoltre, il prolungamento delle dighe foranee portuali tra gli anni '80 ed il 1991 ha innescato una fase di deposizione di sedimenti con conseguente progradazione della riva di circa 76 m.

L'evoluzione della spiaggia emersa e sommersa di Rio Vivo nell'intervallo 1991-1998 è stata interessata da fenomeni d'erosione, in parte mitigati dalla realizzazione di una serie di 2 e localmente 3 barriere artificiali aderenti distaccate dalla riva, nonché da interventi di ripascimento di sedimenti per un tratto di circa 1900 m.

La presenza di tali opere ha anche determinato un graduale aumento della pendenza della spiaggia sommersa tra il porto di Termoli e la foce del Biferno, il cui valore di 0.5% nel 1980 (ZUNICA & GIRARDI, 1984) è passato ad oltre il 2% nel 2001 (ASSESSORATO AI LAVORI PUBBLICI, 2001), con un incremento dell'1.5% che conferma la tendenza all'erosione nell'arco di quest'intervallo di circa 20 anni.

Nel settore litoraneo compreso tra la foce del Biferno ed il porto turistico di Campomarino, tra l'altro, gli intensi fenomeni d'erosione hanno messo a giorno, in un tratto esteso per 1 km circa, la formazione arenaceo-conglomeratica del substrato. Inoltre, questa zona nel periodo 1954-1998 è stata soggetta a spinti arretramenti, dell'ordine di circa 150 m in destra idrografica della foce fluviale del Biferno, con tasso pari a circa 4 m/anno, e di circa 250 m a N del lido di Campomarino, con tasso di 6 m/anno circa. Le opere di difesa costruite prima del 1992 sono state scalzate al piede e smantellate dalle mareggiate, nonostante gli interventi di rinascimento condotti nell'intero tratto di litorale, esteso per circa 1750 m. Il confronto della cartografia, inoltre, mette in evidenza che tra il 1991 ed il 1998 l'ala deltizia destra del Biferno è rapidamente arretrata di circa 100 m, con un tasso medio di circa 14 m/anno.

Tra il 1874 ed il 1954, invece, la spiaggia di Campomarino ha registrato una fase di lenta progradazione della linea di riva, fino a circa 800 m, pari a circa 10 m/anno. Successivamente, tra il 1954 ed il 1992, si è manifestata una fase erosiva a seguito della costruzione di barriere artificiali distaccate e aderenti; queste ultime hanno localmente contribuito allo sviluppo di cuspidi e tomboli sabbiosi che talora hanno segregato esigui specchi d'acqua nelle aree retrostanti.

Nell'intervallo 1992-1998 il litorale è stato interessato da una generale progradazione nel tratto a N, pari a circa 50 m, da stabilità nel tratto mediano e da un avanzamento in quello prossimo alla spiaggia di Martinelle Nuova, di circa 120 m. Nello stesso periodo è stata completata la costruzione della struttura portuale di Campomarino; tuttavia, mentre nel tratto a N del porto non si registrano sostanziali variazioni della linea di riva, all'imboccatura dell'opera, orientata a S, si sono deposte ingenti quantità di sedimenti. Tra questo porto e la foce fluviale del Saccione, tra il 1874 ed il 1954 è stata registrata una fase di progradazione, via via maggiore procedendo verso i tratti meridionali, in prossimità della spiaggia di Nuova Cliternia oltre che in corrispondenza del sistema di

Tra il 1954 ed il 1992, prima della costruzione dell'opera portuale, si continuano a registrare fasi di avanzamento della riva, pari a circa 50 m nella zona in cui attualmente è ubicato il porto e circa 100 m in prossimità del Vallone delle Canne.

Le osservazioni sul campo non evidenziano forme erosionali lungo questo settore di litorale, mentre la presenza di gradini d'erosione a S del porto di Campomarino confermano l'esistenza di processi attivi in una zona già interessata nel periodo 1954-1998 da arretramenti della linea di riva, fino a 80 m circa e per un'estensione di 800 m.

foce.

Infine, il tratto di litorale circostante la foce fluviale del Saccione, laddove la spiaggia emersa è caratterizzata da cordoni dunari ben conservati, quella sommersa da pendenze intorno allo 0.7% e da una deriva litoranea verso N (ZUNICA & GIRARDI, 1984), non mostra elementi morfologici indicatori di una fase di arretramento della riva connessa a localizzati *focus* o spinti processi erosivi in atto, pertanto può essere considerato sostanzialmente stabile tra il 1998 ed il 2005.

7. MORFOLOGIA DEL FONDO MARINO

L'analisi morfologica del fondo marino basata sull'interpretazione della fisiografia e delle carta batimetriche del 2004 (figg. 10a, b e c), del 2005 (figg. 11a, b e c), nonché dell'intero settore costiero fino a -10 m di profondità mette in luce l'esistenza di strutture di fondo che nell'insieme rendono complessa la spiaggia sommersa, soprattutto nelle zone prossimali. Quest'ultima è sottesa da una linea di riva che tra la foce del F. Trigno ed il promontorio di Termoli è orientata circa WNW-ESE, mentre tra questo promontorio e Campomarino il litorale muta orientamento, estendendosi in direzione circa NW-SE. La morfologia della spiaggia sommersa distale è generalmente subpianeggiante, con deboli ondulazioni ed una lieve acclività verso NE. I valori medi della pendenza del

L'andamento delle isobate, caratterizzate da una marcata sinuosità, evidenzia la presenza di numerose forme d'erosione e deposizione che rendono estremamente irregolare il fondo marino dalla linea di riva fino a circa -5 m di profondità, registrata fra circa 370 m (NW) e 1100 m (SE) di distanza dalla riva.

fondo marino tra la linea di riva e l'isobata dei 10 m variabili tra 0.7% (0.3°) e 0.5%

In particolare, zone che mostrano accentuate concavità verso il largo s'individuano nell'area a NW delle foce fluviale del Trigno ed in quella antistante la foce del Biferno. Queste forme sono legate alla presenza di incisioni sul fondo marino, in genere orientate circa normalmente alla linea di riva (SE-NW), che talora si protendono a formare delle vallecole a conca, simmetriche e poco marcate, estese per alcune centinaia di metri fino a circa -8/-10 m di profondità, poste tra 1500 e 1750 m dalla riva.

(0.2°), procedendo da NW verso SE.

Altre brevi incisioni, con il medesimo orientamento e forma, estese per alcune decine di metri dalla riva fino a circa -6 m, a circa 750 m da riva, si rilevano in alcuni tratti di spiaggia sommersa tra le foci del F. Trigno e del T. Tecchio e localmente a NW del promontorio di Termoli. In queste zone, in cui sono assenti opera di difesa litoranea, si riesce ad identificare un singolo ordine di barra sommersa, discontinua e subparallela alla linea di riva, la cui morfologia risulta articolata per la presenza di alcuni canali di acque profonde. Verosimilmente questa barra si è impostata su un paleocordone dunare, smantellato e sepolto dai sedimenti fluvio-marini, di cui ricalca in parte la morfologia relitta.

Nelle aree dove sono presenti a breve distanza dalla riva barriere artificiali longitudinali emerse e soffolte, il fondo marino invece è estremamente irregolare, caratterizzato da profonde incisioni con fondo a V o piatto dissecate in corrispondenza degli stretti varchi posti tra una barriera e l'altra. Talvolta tali canali subortogonali alla riva si estendono da circa -1.5/-2 m fino a -6/-8 m di profondità, ovvero tra circa 40-70 m e 600-1000 m di distanza dalla battigia.

Nelle aree retrostanti le barriere ed ai loro margini si osservano accentuate forme deposizionali, cuspidate o gibbose, frequentemente delimitate dalle testate delle incisioni. Le prime, il cui apice asimmetrico è rivolto verso il largo e si protende fino alla base della parte mediana delle barriere, si sono sviluppate a ridosso delle strutture per l'accumulo di sedimenti a seguito della moda calma delle acque, determinando estesi tratti di bassofondo (<0.5 m).

Le seconde, invece, caratterizzate da forme a cupola o allungate verso il largo, indicano verosimilmente la presenza di spinti fenomeni di rifrazione del moto ondoso sul fondo

marino nonché di riflessione e diffrazione lungo le barriere che, nell'ambito della prevalente dinamica litoranea da SE verso NW, esercitano uno stretto controllo sulla loro morfologia, determinando pertanto rapide modificazioni e migrazioni di queste forme d'accumulo in occasione di intense mareggiate.

Estese forme deposizionali a ventaglio, inoltre, si rilevano in prevalenza nelle zone prospicienti i sistemi di foce fluviale del Trigno, del Mergola, del Tecchio, del Biferno e del Saccione. Tra queste, quelle in asse con le foci si protendono fino a circa -8/-10 m di profondità, tra circa 900 e 1600 m di distanza dalla linea di riva; tali forme rappresentano barre di prodelta, sebbene poco accentuate a causa dello scarso apporto sedimentario di tali corsi d'acqua, per lo più a carattere torrentizio, le cui attuali foci sono del tipo ad estuario piuttosto che a delta prominente o intermedio tra le due tipologie.

Forme analoghe, riconoscibili più al largo ed a NE delle foci del Trigno e del Biferno, estese tra circa -5/-7 e -10 m, poste tra circa 500 e 1500-1950 m da riva; tali forme costituiscono molto probabilmente il relitto morfologico di barre di prodelta, sviluppatesi in asse con una precedente posizione di entrambe le foci fluviali, poste a circa 400-600 m più a SE dell'attuale.

La spiaggia sommersa antistante e a SE del porto di Termoli, a differente orientamento (NW-SE) della linea di riva rispetto al settore precedente (WNW-ESE), è caratterizzata da estese forme deposizionali ad est del molo di sopraflutto, legate alla presenza della struttura portuale che interagisce con le ondazioni.

Va segnalato che questo tratto costiero è quello in cui più intensi sono stati i fenomeni erosivi, soprattutto tra il 1909 ed il 1954 e localmente in maggior grado tra la metà degli

anni '50 ed il presente, pertanto sono maggiormente diffuse le opere longitudinali di difesa litoranea, estese quasi continuamente fino alla struttura portuale di Campomarino. Il fondo marino prospiciente ed a SE del porto di Campomarino, appare molto articolata per la presenza di 3 ordini di barre sommerse discontinue, sinuose e tra di loro sfasate, con assi di culminazione subparalleli alla linea di riva. La barra del I ordine, ubicata a 600 m circa di distanza dalla battigia, presenta una cresta a -2.5 m circa di profondità; quella del II ordine, posta a circa 750 m da riva, ha una cresta a -3.5 m; infine, la barra del III ordine si rileva a circa 870 m da riva, con cresta a circa -4.5 m.

Tra queste, la barra sommersa del I ordine è la più estesa e regolare, mentre quelle foranee del II e III ordine sono ubicate più a NE e mostrano una dimensione pari a circa 1/3 di quella del I ordine; le due barre foranee appaiono parzialmente saldate tra di loro nella parte mediana, ad indicare la presenza in questa zona di più intensi processi dinamici litoranei, del tipo *on-off*.

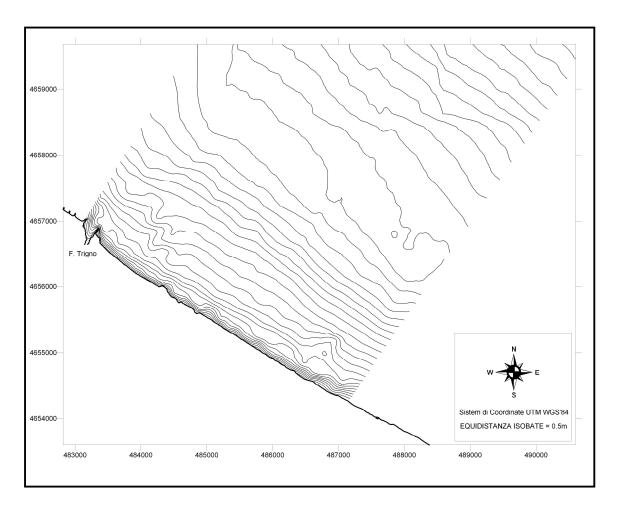


Fig.10 a - Batimetria della zona antistante la foce del F. Trigno, realizzata nell'anno 2004.

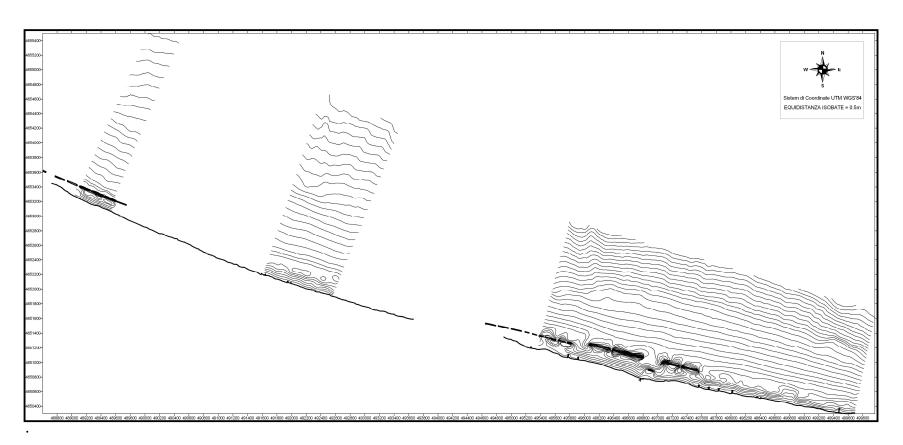


Fig.10 b – Tratti batimetrici compresi tra la foce del F. Trigno e il promontorio di Termoli, realizzati nell'anno 2004

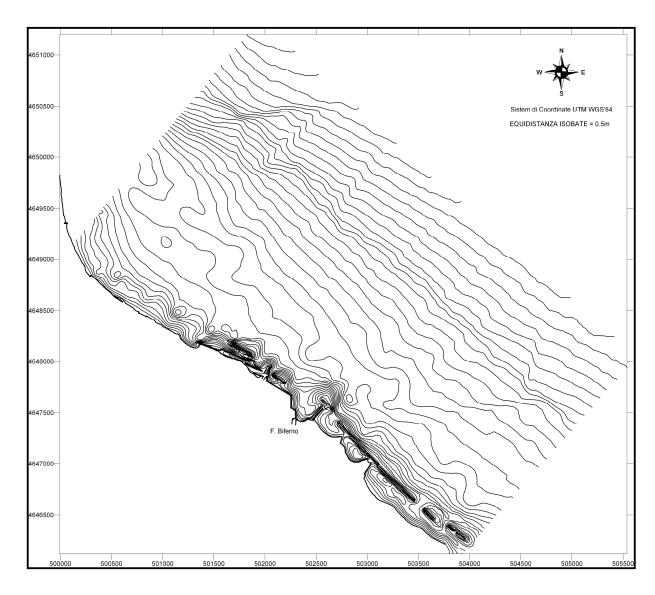


Fig.10 c - Batimetria della zona antistante la foce del F. Biferno, realizzata nell'anno 2004.

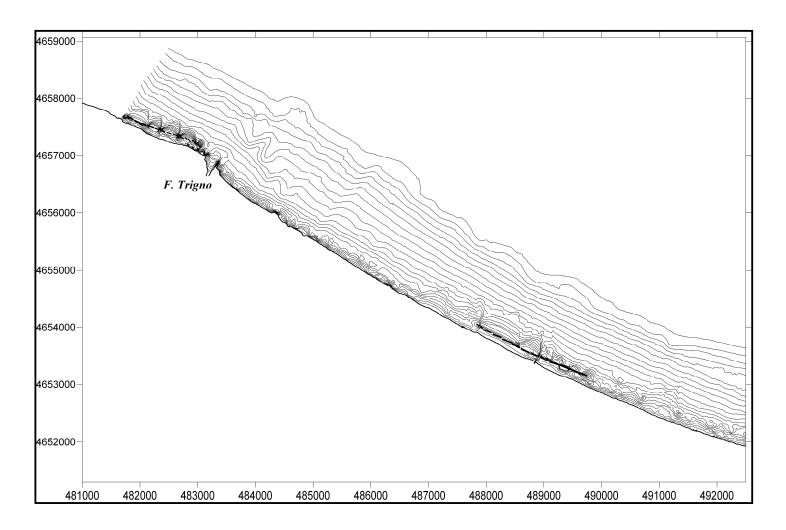


Fig.11 a - Batimetria della zona antistante la foce del F. Trigno, realizzata nell'anno 2005.

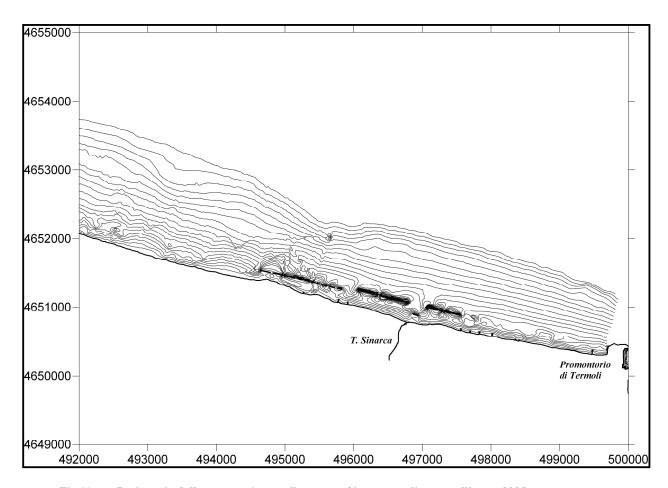


Fig.11 a — Batimetria della zona antistante il torrente Sinarca, realizzata nell'anno 2005.

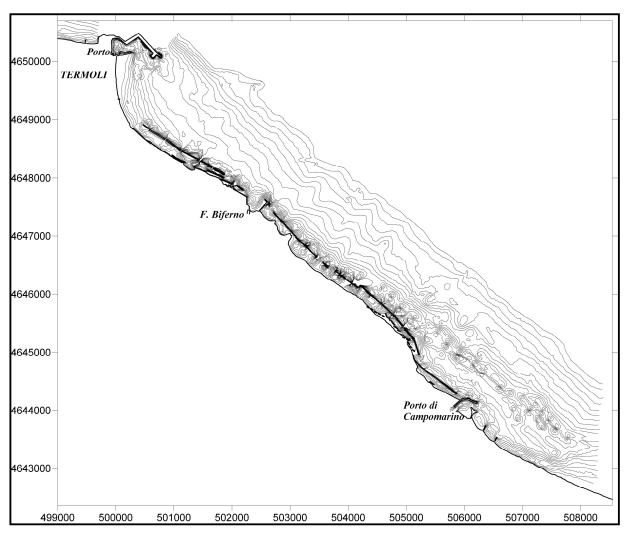


Fig.11 c – Batimetria della zona antistante compresatra il porto di Termoli e il porto di Campomarino lido,

Analisi delle interazioni tra eventi meteomarini, evoluzione morfodinamica e sedimentaria di alcuni settori della piattaforma costiera del Molise

realizzata nell'anno 2005

8. CARATTERI SEDIMENTOLOGICI

L'ubicazione di tutte le stazioni di prelievo dei sedimenti di battigia e della spiaggia sommersa è riportata sulla carta batimetrica georeferenziata; in tal modo è stato possibile cartografare i dati ottenuti dalle varie analisi.

I valori della distribuzione media di frequenza del sedimento (Mz) sono nel loro complesso eterogenei (tab. I), in quanto più tipi di sedimento caratterizzano l'unità fisiografica costiera in studio.

Il loro raggruppamento in classi granulometriche eguali, sia per il 2004 (fig. 12a) sia per il 2005 (fig. 12b), ha invece consentito una zonazione che nel complesso differenzia le aree allo stato naturale (prevalentemente a SE della foce del F. Trigno) da quelle interessate dalla presenza delle opere di difesa litoranea longitudinali e delle strutture portuali.

Nel primo caso s'individua una successione verso mare, secondo un normale gradiente costa-largo, che ben si adatta ai principali settori morfodinamici del complesso costiero. Si osserva, infatti, una gradazione in senso distale espressa da una progressiva diminuzione del diametro medio (Mz) verso il largo perchè controllata dai processi costieri ordinari (onde e correnti).

In successione verso mare, a partire dalla battigia, il primo gruppo associa sabbie grossolane fino profondità pari a circa -3.5 m, ad indicare elevati livelli energetici. Tali sedimenti passano al gruppo delle sabbie medie e gradualmente alla profondità di circa -5 m a depositi sabbioso fini e a -8.5 m a sabbie molto fini. Questi ultimi depositi sono ubicati allo sbocco di numerosi canali che incidono il fondo marino.

La sedimentazione nelle aree interessate dalle barriere artificiali longitudinali risulta invece fortemente condizionata dalla loro presenza ed estensione; confinati a tergo delle

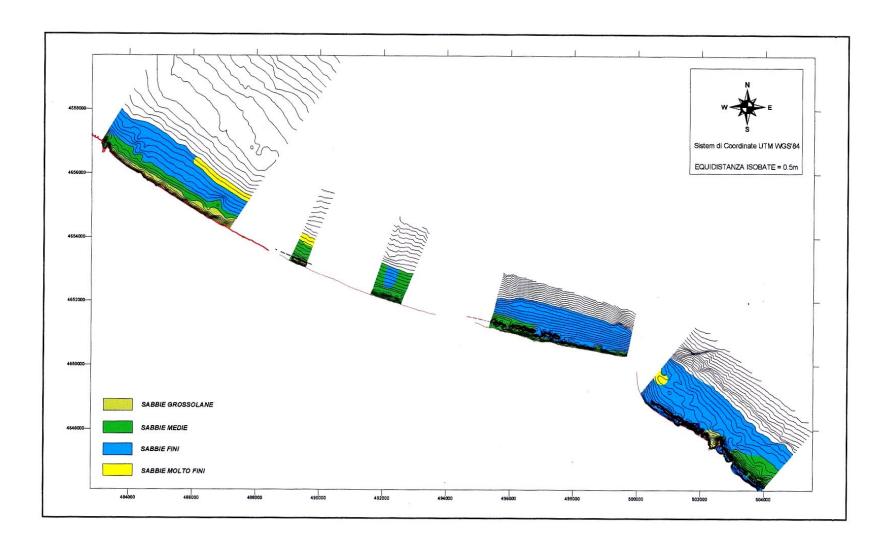


Fig.12 a - Carta della distribuzione delle facies granulometriche, realizzata nell'anno 2004.

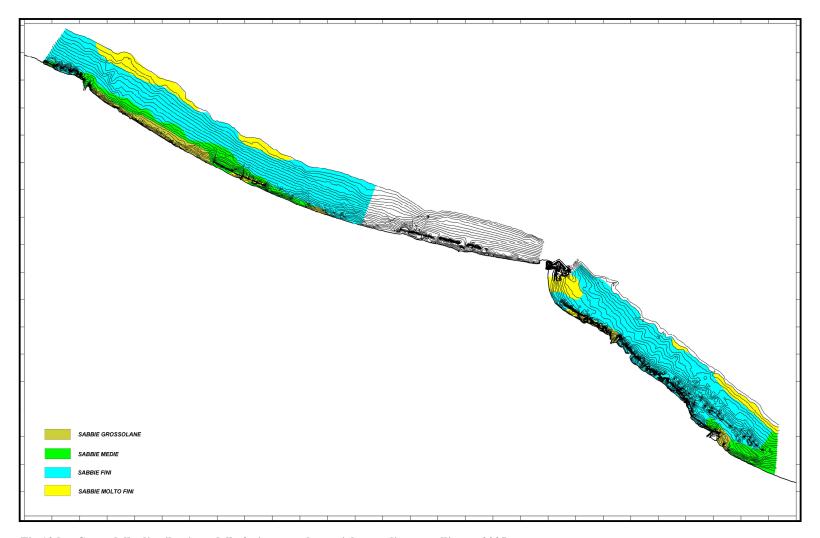


Fig.12 b – Carta della distribuzione delle facies granulometriche, realizzata nell'anno 2005.

scogliere si rinvengono depositi più fini dei precedenti, ad indicare livelli energetici nel complesso bassi. Questi sono costituti da sabbie medie nel settore a SE del F. Trigno, da sabbie fini nel settore a SE del porto di Termoli ed infine da sabbie molto fini in due aree isolate.

Nel primo settore passano, a profondità comprese tra i -3.5 ed i -5 m, a sabbie fini e, limitatamente all'area antistante le scogliere, a sabbie molto fini in un settore compreso tra le batimetriche dei -9 e -10 m.

Un ambiente poco dinamico è ancor più evidente nelle aree ridossate dalle opere di difesa nel settore a SE del porto di Termoli; a partire dalla profondità di circa -2.5 m, sabbie molto fini o sabbie fini passano verso il largo a sabbie talvolta finissime, tra le batimetriche dei -9 e -10 m.

Particolarmente evidente è una anomala sedimentazione costituita da sabbie molto fini che s'incunea tra i varchi delle scogliere, interessati da processi dinamici molto attivi. Tra questi ultimi sono presenti profonde e strette incisioni nel fondo marino, con sezione a V o a fondo piatto, che probabilmente contribuiscono all'evacuazione dei sedimenti fini verso il largo. Similmente depositi sabbiosi molto fini sono presenti all'imboccatura della struttura portuale di Termoli, probabilmente legati a processi di interrimento del porto.

Il confronto tra le due carte della distribuzione delle *facies* granulometriche del 2004 e 2005 mette in luce una sostanziale omogeneità nella diffusione delle differenti classi di sedimenti sabbiosi. Tuttavia, tra il 2004 ed il 2005si nota un ampliamento verso NW e SW dell'area caratterizzata da sabbie molto fini nella zona al largo della foce del F. Trigno, tra circa 8.5 e 10 m di profondità, nonché una maggiore sinuosità ed estensione verso il largo del limite dell'area a sabbie medie tra le foci del Trigno e del Mergola, fino a circa -6 m.

Tali variazioni di distribuzione e forma delle *facies* sedimentologiche medio-fini indicherebbe l'allontanamento delle sabbie verso le maggiori profondità secondo assi subnormali alla linea di riva, soprattutto in corrispondenza delle incisioni sottomarine.

Coordinate		n°campione	Mz	Ghiaia %	Sabbia %	Silt %	Argilla %
481902,4	4657558	1	SF	0	99,72	0,28	0
482018,4	4657707	2	SF	0	99,96	0,04	0
482117,9	4657890	3	SF	0	99,63	0,37	0
482250,4	4658089	4	SF	0	100	0	0
482465,9	4658337	5	SF	0	99,23	0,77	0
482648,2	4658553	6	SF	0	98,94	1,06	0
482482,4	4657310	7	SM	0	99,88	0,12	0
482581,9	4657442	8	SF	0	99,85	0,15	0
482731	4657608	9	SF	0	99,82	0,18	0
482797,3	4657707	10	SF	0	97,08	2,92	0
482929,9	4657906	11	SF	0	95,47	4,53	0
483062,5	4658089	12	SF	0	96,22	3,78	0
483178,5	4658287	13	SF	0	90,75	9,25	0
483062,5	4657094	14	SM	0	99,85	0,15	0
483264,6	4656937	15	SM	0	99,5	0,5	0
483339	4657070	16	SM	0	99,97	0,03	0
483555,2	4657386	17	SF	0	93,19	6,81	0
483808,9	4657722	18	SF	0	92,02	7,98	0
484540,1	4657931	19	SMF	0	92,56	7,44	0
484081,9	4657288	20	SF	0	96,04	3,96	0
483842,4	4656888	21	SF	0	92,29	7,71	0
483631,1	4656553	22	SG	42	58	0	0
483601,9	4656515	23	SG	27,33	72,67	0	0
484030,6	4656244	24	SG	9,26	90,74	0	0
484146,1	4656352	25	SM	0	99,98	0,02	0
484265,6	4656583	26	SF	0	95,39	4,61	0
484628,3	4657030	27	SF	0	94,45	5,55	0
485082,6	4656892	28	SF	0	95,79	4,21	0
484836,7	4656552	29	SF	0	93,99	6,01	0
484525,7	4656123	30	SM	0	99,34	0,66	0
484451,4	4655901	31	SG	4,9	95,1	0	0
484832,9	4655638	32	SG	14,31	85,69	0	0
484996,8	4655824	33	SM	0	99,38	0,62	0
485250	4656200	34	SF	0	91,02	8,98	0
485525,8	4656687	35	SF	0	99,9	0,1	0
486000,6	4656613	36	SF	0	99,97	0,04	0
485826,7	4656191	37	SF	0	99,93	0,07	0
485466,2	4655685	38	SM	0	100	0	0
485319	4655519	39	SG	6,42	93,58	0	0
485217,3	4655424	40	SG	10,37	89,63	0	0

485654,2	4655179	41	SG	16,89	02 11	0	0
-		42	SG		83,11	0	0
485751,3 485949,1	4655253 4655607	43	SF	16,87	83,13 97,7	~	0
	4655922	43	SF	0	99,17	2,3	0
486139,2 486383,2		45	SF	0		0,83	0
	4656229			0	99,64	-	
486881,3	4655965	46 47	SF		99,59	0,41	0
486612,3 486420	4655591	48	SF	0,97	99,03	0	0
	4655200		SM		98,69	1,31	0
486272,6	4655024	49	SG	15,25	84,75		0
486158,4	4654903	50	SG	20,26	79,74	0	0
487503,7	4655768	51	SF	0,07	99,63	0,3	0
487387,7	4655487	52	SF	0	98,04	1,96	0
487172,3	4655188	53	SF	0	99,27	0,73	0
487006,5	4654923	54	SF	0	99,47	0,53	0
486907,1	4654675	55	SG	0,7	99,28	0,02	0
486824,3	4654492	56	SG	0,86	99,14	0	0
488150	4655304	57	SF	0,5	78,11	21,39	0
488083,7	4655122	58	SF	0	99,95	0,05	0
487934,6	4654890	59	SF	0	97,27	2,73	0
487719,1	4654526	60	SM	11,05	88,48	0,47	0
487603,1	4654294	61	SG	0	100	0	0
487984,3	4654111	62	SM	13,18	86,28	0,54	0
488050,6	4654244	63	SM	0	100	0	0
488150	4654410	64	SM	0	100	0	0
488448,3	4654791	65	SF	0	99,79	0,21	0
489177,4	4654923	66	SMF	0	95,94	4,06	0
489061,4	4654708	67	SMF	0	94,7	5,3	0
488962	4654559	68	SF	0,59	99,39	0,03	0
488862,6	4654194	69	SF	0	99,7	0,3	0
488647,1	4653863	70	SM	0	100	0	0
489728,5	4654729	71	SMF	0	93,48	6,52	0
489645,6	4654588	72	SMF	0	94,42	5,58	0
489492,3	4654254	73	SF	0	99,84	0,16	0
489310	4654037	74	SF	1,3	98,62	0,08	0
489187,8	4653854	75	SF	0	99,97	0,03	0
489030,4	4653575	76	SM	0	100	0	0
488980,7	4653413	77	SMF	0	92,82	7,18	0
489187,8	4653274	78	SM	0	99,77	0,23	0
489194	4653339	79	SMF	0	49,25	50,75	0
489318,3	4653660	80	SF	0	100	0	0
489569	4653921	81	SF	0	97,84	2,16	0
489732,6	4654269	82	SF	0,61	99,39	0	0
489989,5	4654281	83	SMF	0	90,18	9,82	0
489807,2	4654022	84	SF	3,41	96,59	0	0
489660,1	4653670	85	SF	0,58	99,42	0	0
489508,9	4653380	86	SM	0	99,97	0,03	0
489399,1	4653264	87	SMF	0	92,57	7,43	0
489386,7	4653200	88	SM	4,42	95,49	0,09	0
489666,3	4653107	89	SM	0	100	0	0
489738,8	4653198	90	SM	0	99,96	0,04	0
489825,8	4653384	91	SF	0	99,97	0,03	0
489823,8	4033384	91	3F	U	99,97	0,03	U

489968,7	4653635	92	SF	2,27	97,73	0	0
490091	4653842	93	SF	0,49	97,73	1,56	0
490213,2	4654020	94	SF	0,42	99,39	0,61	0
490364,4	4654242	95	SMF	0	91,96	8,04	0
490693,8	4654004	96	SF	1,2	98,8	0	0
490559,1	4653776	97	SF	0	99,88	0,12	0
490428,6	4653519	98	SF	0	99,92	0,12	0
490296	4653283	99	SF	0	87,35	12,65	0
490236	4653071	100	SF	0	97,98	2,02	0
490138,6	4652920	101	SM	15,88	78,16	5,96	0
490109,6		101	SM	0,62	·		0
-	4652831	102	SM	1,54	97,52	1,86	0
490478,3	4652755				96,31	2,15	
490615	4653051	104	SF	1,4	98,51	0,08	0
490733,1	4653262	105	SF	0	99,89	0,11	0
490840,8	4653484	106	SF	0	99,93	0,07	0
491004,5	4653807	107	SF	1,69	97,54	0,78	0
491159,8	4652464	108	SM	1,12	98,88	0	0
491282,1	4652580	109	SF	0	97,51	2,49	0
491371,1	4652813	110	SF	0	99,82	0,18	0
491493,3	4653022	111	SF	0	97,3	2,7	0
491594,8	4653225	112	SF	0	98,67	1,33	0
491675,6	4653388	113	SF	0	100	0	0
491855,9	4653714	114	SF	0	98,48	1,52	0
492437,9	4653506	115	SF	0	98,43	1,57	0
492247,4	4653096	116	SF	0	98,93	1,07	0
492131,4	4652868	117	SF	0	98,62	1,38	0
492044,4	4652641	118	SF	0	99,65	0,35	0
491862,1	4652330	119	SF	0	99,88	0,12	0
491824,8	4652193	120	SG	0	99,97	0,03	0
493320,4	4653105	121	SF	0	99,15	0,85	0
493196,1	4652765	122	SF	0,99	98,86	0,15	0
493158,8	4652504	123	SF	0	99,56	0,44	0
493042,8	4652214	124	SF	0	99,17	0,83	0
492939,2	4651940	125	SF	0	99,96	0,04	0
500241,3	4649141	126	SF	0	99,82	0,18	0
500420,8	4649233	127	SF	0	98,34	1,66	0
500582,3	4649339	128	SMF	0	93,25	6,75	0
500755	4649435	129	SMF	0	90,43	9,57	0
501212,6	4649805	130	SF	0	99,94	0,06	0
501423,4	4649944	131	SF	0	99,09	0,91	0
500777,4	4648598	132	SMF	0	91,84	8,16	0
501042,1	4648803	133	SF	0	100	0	0
501237,3	4649009	134	SF	0	99,91	0,09	0
501488,5	4649289	135	SF	0	99,37	0,63	0
501849,6	4649585	136	SF	0	99,97	0,03	0
501553,5	4648154	137	SMF	0	89,95	10,05	0
501708,3	4648343	138	SF	0	99,95	0,05	0
502008,9	4648625	139	SF	0	100	0	0
502392,4	4648908	140	SF	0	99,66	0,34	0
502612,2	4649063	141	SF	0	100	0	0
502966,6	4648677	142	SF	0	100	0	0

502697,5	4648340	143	SF	0	00.02	0.07	0
		143	SF	0	99,93	0,07 1,84	0
502396,9	4647984 4647760	145	SG	17,27	98,16	0	0
502228,7	4647634	143	SG	·	82,73	0	0
		147	SF	16,15	83,85	0	0
502744,6	4647959				100		
503152,8	4648204	148 149	SF	0	98,91 99,9	1,09	0
503866,1	4647948		SF	0		0,1	0
503552,1	4647596	150	SF		99,89	0,11	0
503269,4	4647304	151	SF	2,72	94,09	3,19	0
503063,1	4647089	152	SF	0	99,76	0,24	0
503224,6	4646728	153	SF	0	99,74	0,26	0
503670,9	4647134	154	SF	0	98,96	1,04	0
503908,7	4647309	155	SF	0	99,3	0,7	0
504117,3	4647459	156	SF	0	87,67	12,33	0
504635,4	4647412	157	SMF	0	94,66	5,34	0
504433,6	4647172	158	SF	2,47	94,94	2,59	0
504182,3	4646889	159	SF	0	99,35	0,65	0
503931,1	4646660	160	SF	0	98,85	1,15	0
503722,5	4646450	161	SF	0	99,72	0,28	0
503686,6	4646297	162	SF	0	99,58	0,42	0
505214,1	4646667	163	SF	0	99,42	0,58	0
504929,3	4646243	164	SF	0	97,78	2,22	0
504743,1	4646005	165	SF	0	99,92	0,08	0
504588,3	4645869	166	SF	0	97,77	2,23	0
504480,7	4645779	167	SF	0	95,8	4,2	0
504971,9	4645324	168	SF	0	96,51	3,49	0
505142,4	4645449	169	SF	0	99,52	0,48	0
505292,6	4645579	170	SF	0	98,02	1,98	0
505467,6	4645739	171	SF	0	98,68	1,32	0
505857,9	4646023	172	SF	0	98,02	1,98	0
506154	4646259	173	SMF	0	86,77	13,23	0
506463,5	4645795	174	SMF	0	52,45	47,55	0
506284,1	4645606	175	SF	0	97,12	2,88	0
505972,3	4645355	176	SF	0	97,16	2,84	0
505638,1	4645162	177	SF	0	97,48	2,52	0
505357,7	4645041	178	SF	0	96,3	3,7	0
505642,6	4644399	179	SF	0	98,94	1,06	0
505826,5	4644485	180	SM	1,12	98,88	0	0
506145	4644648	181	SF	0	96,36	3,64	0
506194,3	4644756	182	SF	0	99,43	0,57	0
506382,8	4645050	183	SF	0	97,03	2,97	0
506791	4645492	184	SMF	0	78,3	21,7	0
506891,9	4644853	185	SF	0	98,89	1,11	0
506692,3	4644552	186	SF	0	98,36	1,64	0
506434,3	4644278	187	SF	0	97,41	2,59	0
506317,7	4644171	188	SG	16,29	83,71	0	0
506162,9	4644101	189	SG	15,22	84,78	0	0
506499,4	4643518	190	SG	15,34	84,66	0	0
506598,1	4643653	191	SM	1,41	98,59	0	0
506750,6	4643924	192	SF	1,93	98,07	0	0
507111,7	4644375	193	SF	0	98,18	1,82	0
50/111,/	1017313	173	51		70,10	1,02	

507813,8	4644348	194	SF	0	98,58	1,42	0
507650,1	4644052	195	SF	0	96,08	3,92	0
507428	4643742	196	SF	0	99,35	0,65	0
507181,3	4643433	197	SM	0	100	0	0
507024,3	4643179	198	SM	2,31	97,69	0	0
507616,4	4642975	199	SM	1,74	97,94	0,32	0
507762,2	4643101	200	SM	1,73	97,22	1,05	0
507973,1	4643309	201	SM	0	99,61	0,39	0
508058,3	4643641	202	SM	2,44	96,82	0,74	0
508163,7	4643937	203	SM	0	98,84	1,16	0

Tab. I – Caratteri tessiturali dei sedimenti del fondo marino mobile.

9. FETCH GEOGRAFICO ED EFFETTIVO

La determinazione del clima marino si rende necessaria per la valutazione dell'energia indotta dal moto ondoso; la conoscenza di tale energia consente di valutare la quantità di sedimento trasportato dal sistema ondoso in prossimità della costa.

A tal fine è stata eseguita un'indagine anemometrica relativa all'area studiata introducendo il paraggio in esame che consente di determinare il settore di traversia geografico indispensabile per il calcolo dei *fetches* geografici e quindi effettivi.

Il settore di traversia geografica, ovvero il settore circolare con vertice nel paraggio, comprende tutte le direzioni da cui possono provenire le ondazioni generate dal vento al largo, relativo all'area indagata. Nel nostro caso esso è delimitato a nord dal promontorio di Punta Penna e a sud dal Promontorio del Gargano, e risulta delimitato dalle direttrici 310° e 110° N (fig. 13).

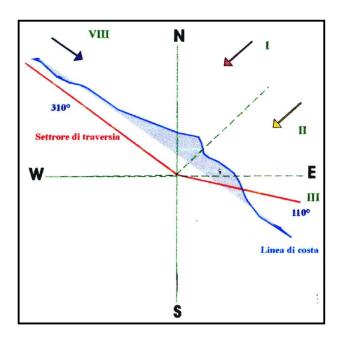


Fig.13 – Settore di traversia del paraggio.

Un confronto fra i risultati dell'analisi anemometrica ed il settore di traversia è fondamentale; infatti, consente di escludere tutti i venti che non rientrano nel settore di traversia e successivamente di valutare la loro influenza rapportandola al *fetch*.

Viene indicata generalmente come *fetch* la distesa di mare libero, sulla quale il vento esercita la propria azione dinamica con velocità e direzione costante. Poichè la determinazione della zona, interessata da caratteristiche anemometriche costanti, può essere limitata anche da linee di costa disposte sopravento, appare evidente che la valutazione del *fetch* risulta soggettiva. Alla luce di ciò, al fine di spersonalizzare i risultati, si è seguito il concetto di *fetch* effettivo che si esprime mediante la distribuzione dei *fetches* geografici, ovvero della distanza sopravento della costa più vicina (MILANO, 1977).

La metodologia del calcolo dei *fetches* effettivi è di notevole affidabilità, tenuto conto che nella maggior parte delle coste italiane prospicienti il Mar Adriatico ed il Mar Tirreno, che rappresentano rispettivamente un bacino di limitata estensione ed un mare chiuso, il *fetch* geografico è minore delle perturbazioni di forte intensità cui sono associate le mareggiate più violente.

Tale metodologia si basa sulle seguenti assunzioni:

- ⇒ il vento che si muove su di una superficie d'acqua trasferisce ad essa energia lungo la sua direzione e lungo tutte le altre comprese entro i 45° da entrambi i lati;
- ⇒ il vento trasferisce una quantità di energia all'acqua lungo il raggio centrale nella sua direzione ed una quantità modificata del coseno dell'angolo tra raggio e direzione del vento lungo ogni altro raggio;
- ⇒ le onde sono completamente assorbite dalla linea di costa.

La determinazione del settore di traversia geografico ha consentito di misurare i *fetches* geografici. Il settore di traversia geografico è stato suddiviso in subsettori di ampiezza pari a 5°; sui raggi delimitanti i differenti subsettori sono stati misurati i *fetches* geografici in miglia nautiche, considerando anche le direzioni esterne al settore di traversia ovvero con angolo minore o uguale a 45° con una delle direzioni estreme del settore stesso.

Per la procedura del calcolo del *fetch* effettivo è stato utilizzato un *software* appositamente elaborato che ha come dati d'ingresso il settore di traversia ed i *fetches* geografici, applicando la seguente relazione matematica:

$$F_{eff} = \frac{(\sum x_i \cos^2 \alpha_i)}{(\sum \cos \alpha_i)}$$
 [1]

dove α_i è l'angolo formato dalla direzione del vento ed il raggio mediante il quale si è calcolata la componente x_i , tenendo conto della dispersione direzionale delle onde prodotte dal vento.

Per la successiva analisi anemometrica sono stati utilizzati i dati di vento triorari registrati presso la stazione meteorologica dell'Aeronautica Militare localizzata sul Castello di Termoli relativi all'intervallo di tempo compreso tra il 1952 ed il 2000.

Dall'analisi anemometrica sono stati individuati ed isolati singoli fenomeni ondosi ("eventi") di massima intensità e durata, essendo il flusso di energia legato all'altezza dell'onda ed alla sua velocità di gruppo. Il procedimento si è basato sul confronto dell'intensità del vento rispetto ad un valore minimo, sulla variazione delle direzioni, sulla durata del fenomeno, sul confronto del fenomeno ondoso con il settore di traversia effettivo calcolato applicando l'espressione [1].

Tale analisi ha consentito di determinare 155 eventi; il 70% di essi è compreso nel settore delimitato dalle direttrici 260°-290° N.

10. MOTO ONDOSO

Come è noto le onde sono provocate dall'azione del vento dal quale possono essere sostenute (onde vive) e la loro propagazione può anche avvenire a grandi distanze dalla zona in cui si sono generate (onde morte). Come nello schema illustrato in figura 14 un'onda viene definita dalla lunghezza L, che indica la distanza tra due creste o tra due cavi, e dall'altezza H, che rappresenta la distanza tra il cavo e la cresta. L'ampiezza A è uguale a H/2 ed il periodo T è il tempo impiegato per un'intera oscillazione.

I periodi e le ampiezze d'onda dipendono dalla velocità, dalla durata del vento e dal *fetch*, che s'individua in quel tratto di mare su cui il vento soffia senza incontrare ostacoli e senza significativi cambiamenti di direzione.

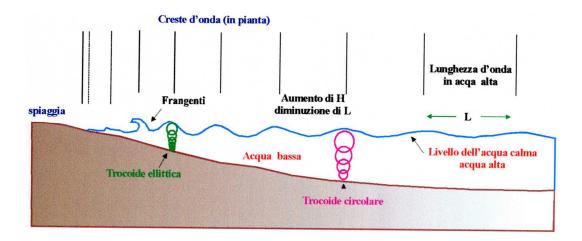


Fig. 14 - Schema riassuntivo delle modificazioni che le onde subiscono avvicinandosi alla costa (da Scienze della terra vol. II, 1996).

In mare aperto, non avendo interazioni con il fondo marino, le particelle d'acqua restano mediamente nello stesso punto, comunicando semplicemente il moto a quelle vicine; in queste condizioni le onde trasportano energia e non acqua; il profilo dell'onda risulta di

tipo trocoide circolare ed il movimento delle particelle avviene secondo un moto orbitale con traiettorie circolari chiuse, con diametro e velocità decrescente all'aumentare della profondità. Le caratteristiche di queste onde, definite "onde di mare lungo", dipendono unicamente dall'intensità, dalla velocità e direzione del vento e dal tempo durante il quale quest'ultimo ha potuto esercitare la pressione su di esse.

Quando la profondità si riduce a circa la metà della lunghezza d'onda (L/2), a causa dell'attrito con il fondo le onde iniziano a modificarsi. Il trocoide circolare diventa ellittico, diminuisce la lunghezza d'onda L ed aumenta l'altezza H fino alla formazione del frangente che segna la trasformazione delle onde di oscillazione in onde di traslazione. In corrispondenza dei frangenti la densità di energia è molto alta ed è proporzionale alla quantità di energia che le onde hanno sottratto ai venti.

In sintesi le onde modificano le loro proprietà (altezza, periodo, direzione, ecc.) in funzione delle caratteristiche dei fondali che a loro volta vengono modificati dalle onde stesse. Infatti, a bassi valori di lunghezza d'onda corrisponde un movimento di particelle di sedimento, in genere sabbie, verso terra dovuto a correnti orbitali; onde ad elevata lunghezza, invece, trasportano in sospensione i granuli di sabbia verso la zona dei frangenti. Quando queste onde si frangono, si generano onde di traslazione che provocano un flusso di acqua considerevole verso riva. Il carico di particelle di sabbia viene depositato sul fronte della spiaggia, contribuendo in tal modo ad aumentare l'altezza di questa nel periodo detto *a barra* (coincidente con il periodo di calma estivo e provocando un accrescimento delle spiagge), o ad arretrare e, al tempo stesso, sopraelevare tale fronte nel periodo invernale (erosione delle spiagge o periodo di *berma*).

10.1 Analisi del moto ondoso di mare lungo

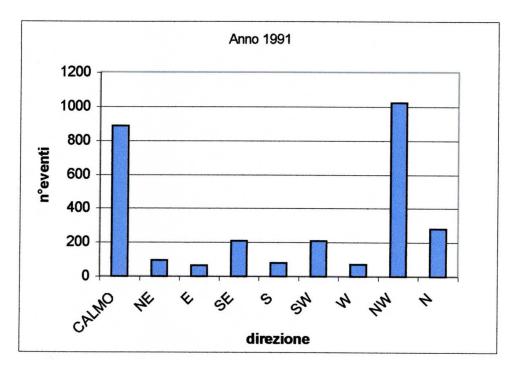
Di seguito sono illustrati i risultati relativi all'analisi del moto ondoso di mare lungo dal 1991 al 2000 (figg. 15a, b, c, d, e, f, g, h, i, l).

Utilizzando dati triorari delle altezze e lunghezze d'onda, è emerso che le onde di mare lungo sono caratterizzate da un'altezza compresa tra i valori 0-2 m ed una lunghezza d'onda compresa tra i valori 0-100 m, come risulta evidente dai grafici.

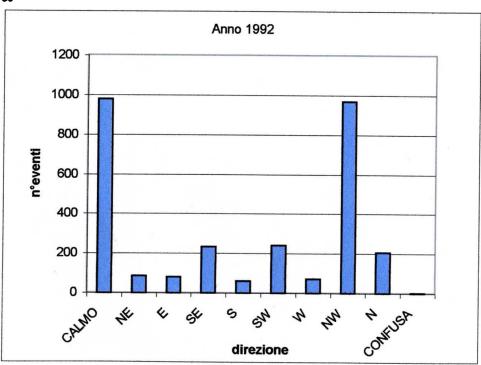
Inoltre, le onde di mare lungo con direzioni comprese tra W e NW (VII ottante) appaiono con maggiore frequenza rispetto alle altre.

Gli istogrammi che seguono derivano dall'osservazione dell'andamento della direzione del moto ondoso nel corso del decennio 1991-2000.

Tali elaborazioni sono risultate efficaci per ottenere un quadro più completo del regime meteomarino caratterizzante l'area di studio.



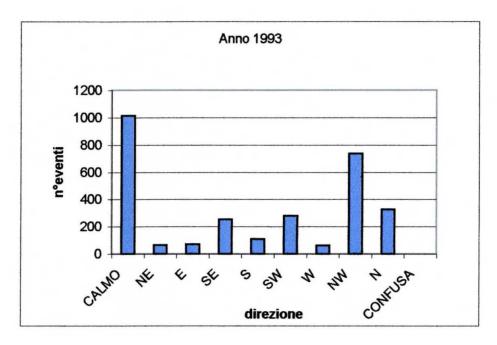




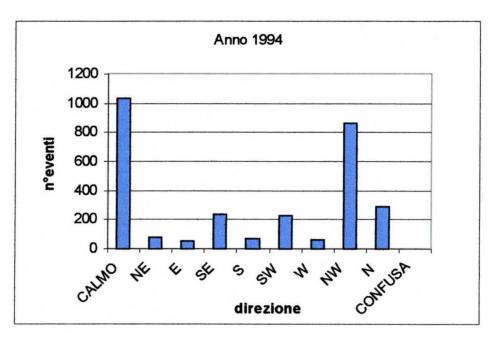
b

Fig. 15 – Andamento della direzione del moto ondoso:

- a) 1991
- b) 1992



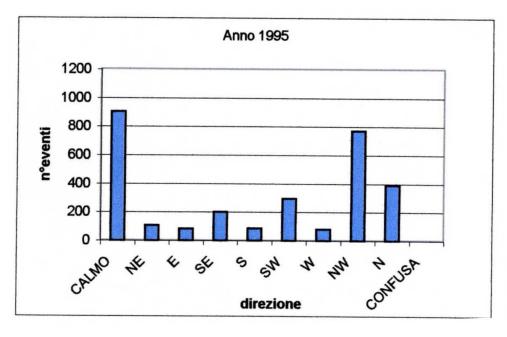
C



d

Fig. 15 – Andamento della direzione del moto ondoso:

- c) 1993
- d) 1994



e

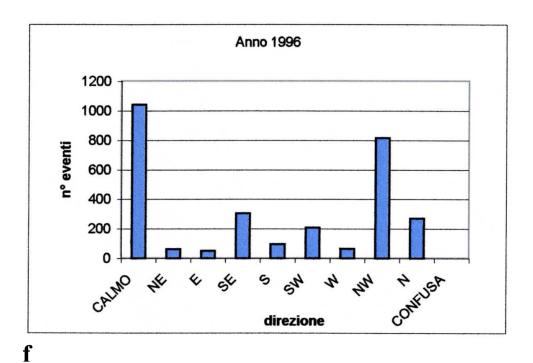
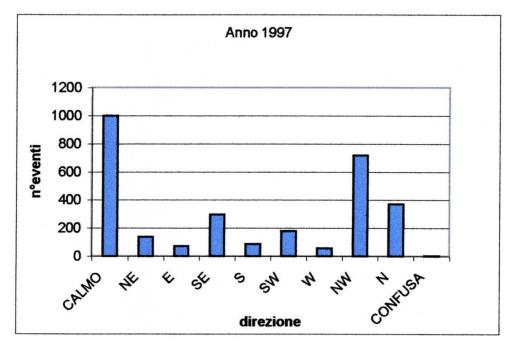
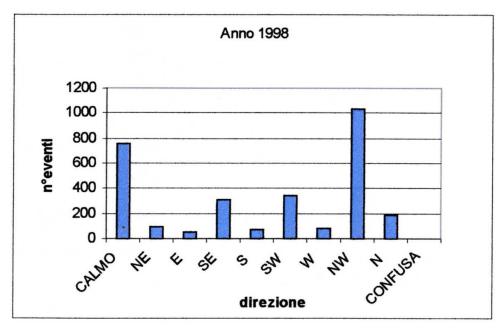


Fig. 15 – Andamento della direzione del moto ondoso:

- e) 1995
- f) 1996



 \mathbf{g}

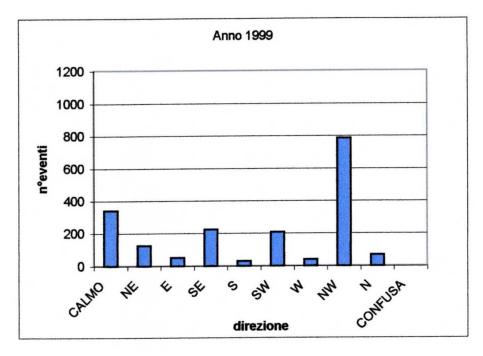


h

Fig. 15 – Andamento della direzione del moto ondoso:

g) 1997

h) 1998



i

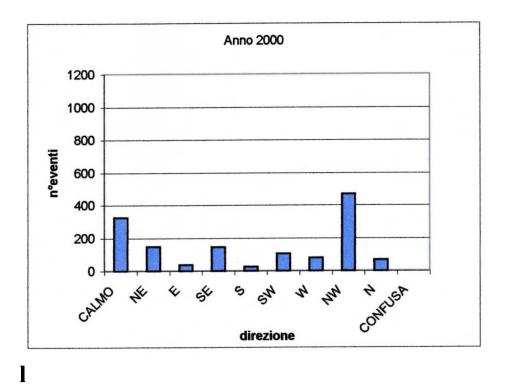


Fig. 15 – Andamento della direzione del moto ondoso:

- i) 1999
- 1) 2000

11. REGIME ANEMOMETRICO

Al fine di costruire un quadro più dettagliato delle variazioni di frequenza dei venti nei diversi ottanti, sono state eseguite per ciascun ottante analisi anemometriche e anemoscopiche, risultate tra l'altro molto utili per individuare e confermare i *trends* più o meno crescenti delle frequenze.

L'analisi anemometrica è stata condotta al fine di realizzare un inquadramento del regime dei venti che ha caratterizzato l'area costiera negli ultimi 50 anni, in modo da individuare delle variazioni delle frequenze e delle intensità dei venti che potrebbero anche se solo in parte, giustificare il forte arretramento che si è verificato negli ultimi 50 anni.

I dati utilizzati fanno riferimento alla stazione meteorologica dell'Aeronautica Militare localizzata sul castello di Termoli e comprendono registrazioni triorarie dell'intensità e della direzione dei venti per un periodo che va dal 1952 al 2000.

La fase di elaborazione dei dati anemometrici è stata organizzata seguendo le seguenti fasi:

- a) analisi delle frequenze dei venti suddivise per ottanti;
- b) analisi delle intensità dei venti per ottanti e classi di intensità;
- c) analisi degli eventi particolarmente intensi che si sono succeduti nel tempo;
- d) analisi stagionali delle intensità, frequenze e direzione dei venti.

11.1 Analisi delle frequenze dei venti dal 1952 al 2000

Una volta elaborati i dati, sono stati realizzati dei grafici di frequenza (fig. 16) con l'ausilio di *software* quali Excel e Matlab, ottenendo così dei grafici che sulle ascisse riportano gli anni, sulle ordinate gli ottanti e sul terzo asse un colore che indica il valore percentuale delle frequenze. Più il colore si avvicina alla gradazione del rosso più il valore di frequenza percentuale dei venti è elevata; al contrario la gradazione del blu indica delle basse frequenze (al blu scuro corrisponde una bassa frequenza).

Al fine di avere un quadro più dettagliato di come sono variate le frequenze dei venti nei diversi ottanti, sono stati realizzati, per ogni ottante, gli istogrammi di frequenza (figg.17a, b, c, d, e, f, g, h) risultati utilissimi per individuare dei trend più o meno crescenti delle frequenze. Gli istogrammi in rosso, indicano le frequenze percentuali degli ottanti compresi nel settore di traversia.

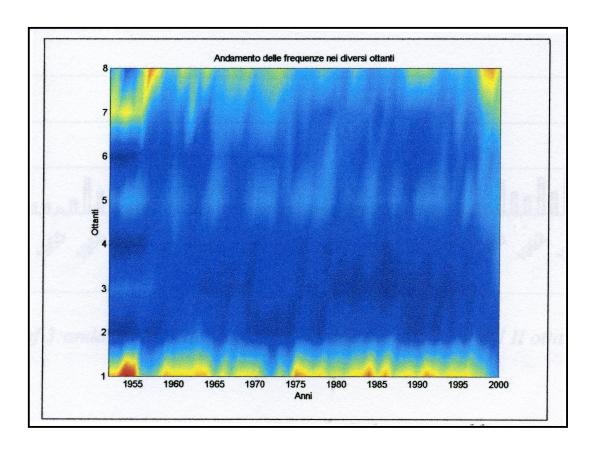
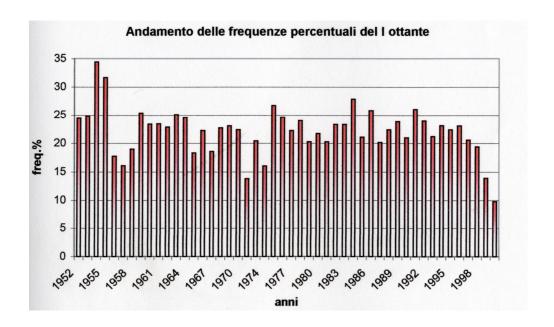
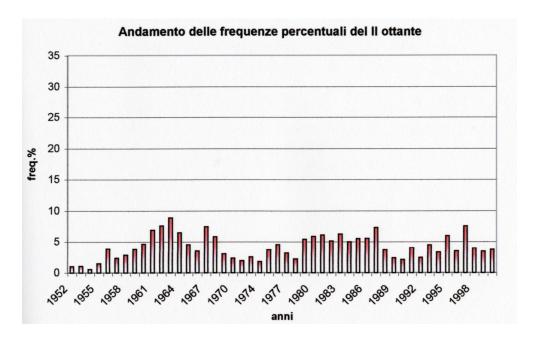


Fig. 16 – Andamento delle frequenze percentuali dei venti suddivise per ottanti.



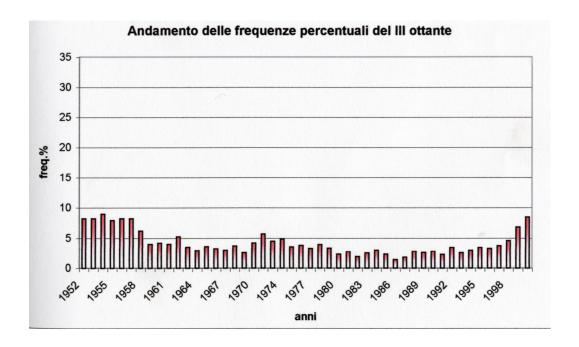
a



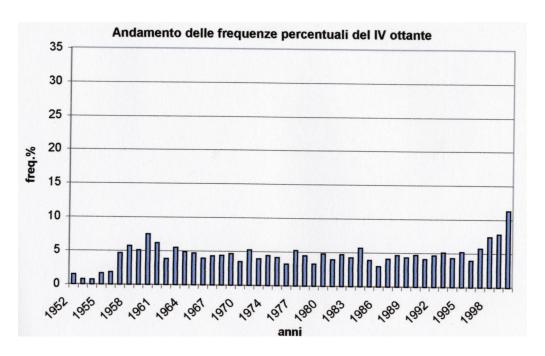
b

Fig. 17 – Andamento delle frequenze percentuali dei venti:

- a) I ottante
- b) II ottante



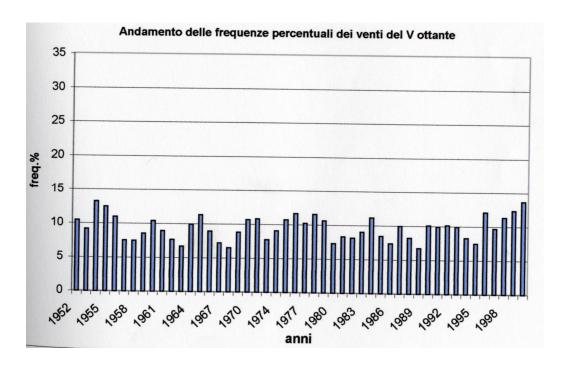
C



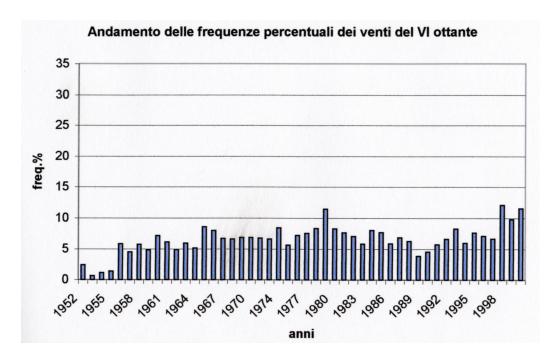
d

Fig. 17 – Andamento delle frequenze percentuali dei venti:

- c) III ottante
- d) IV ottante



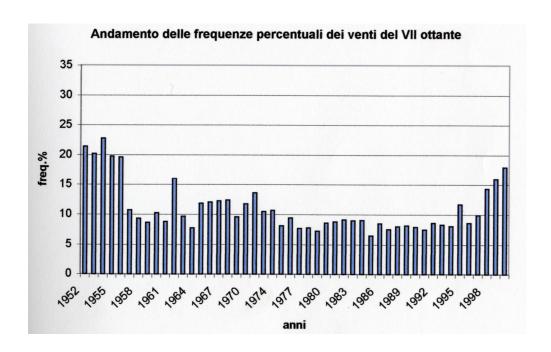
e



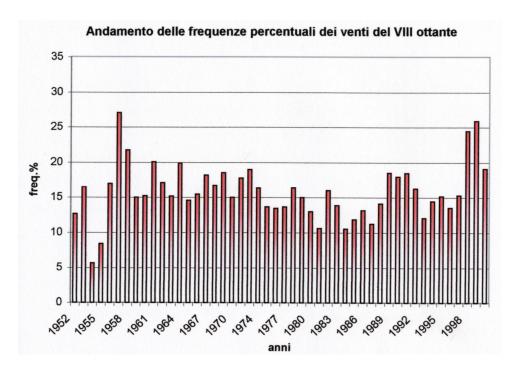
f

Fig. 17 – Andamento delle frequenze percentuali dei venti:

- e) V ottante
- f) VI ottante



 \mathbf{g}



h

Fig. 17 – Andamento delle frequenze percentuali dei venti:

- g) Vottante
- h) VI ottante

11.2 Analisi delle intensità dei venti dal 1952 al 2000

L'analisi delle frequenze dei venti implica inevitabilmente uno studio delle intensità dei venti; spesso infatti l'alta frequenza dei venti non è sinonimo di elevata intensità e viceversa. Nell'ambito di uno studio sulla dinamica litorale i venti con maggiore intensità e frequenza minore sono i principali responsabili dell'azione del moto ondoso e dunque della formazione di correnti litoranee.

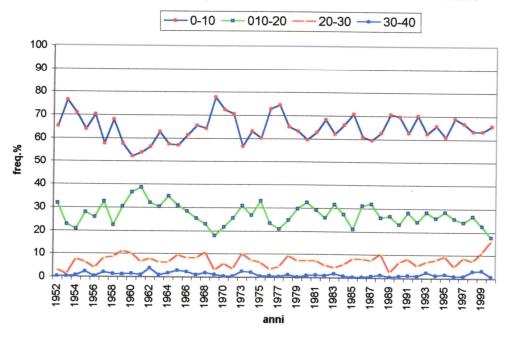
L'obiettivo principale di questa fase di studio è stato quello di osservare le variazioni di intensità che hanno interessato i venti nell'ultimo cinquantennio, verificando se i venti più intensi sono stati anche i più frequenti o viceversa.

Tale analisi, realizzata sempre per ogni ottante (figg. 18 a-b-c-d-e-f-g-h), è stata eseguita utilizzando le stesse metodologie già illustrate nel paragrafo precedente.

Poiché i valori di intensità dei venti sono molto importanti per studiare la dinamica litorale, sono stati individuati, per ogni ottante, il numero di eventi con intensità maggiore dei 20 nodi e con una persistenza maggiore delle sei ore. Tale elaborazione ha riguardato solo gli ottanti compresi nel settore di traversia, al fine di individuare l'ottante che negli ultimi anni ha generano un maggior numero di ondazioni. Il terzo ottante, poiché in tutto il cinquantennio non ha registrato eventi con intensità maggiore dei 20 nodi e persistenza maggiore delle 6 ore, non è stato incluso nei grafici (fig 19a).

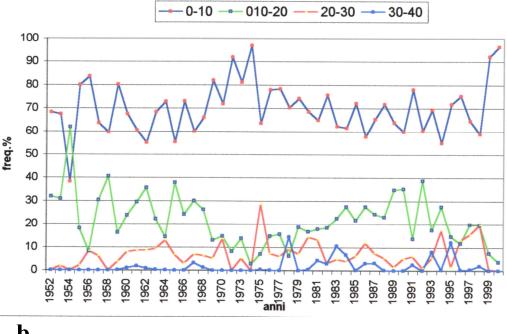
In ultima analisi è stato realizzato un grafico che prende in considerazione il numero di eventi con intensità maggiore di 20 nodi ma con persistenza superiore alle 9 ore. In questo modo è stato più semplice osservare il *trend* che ha caratterizzato i venti con persistenza maggiore delle 9 ore, rispetto a quelli con persistenza maggiore di 6 ore (fig19b).

Andamento delle frequenze percentuali delle classi di intensità del I ottante



a

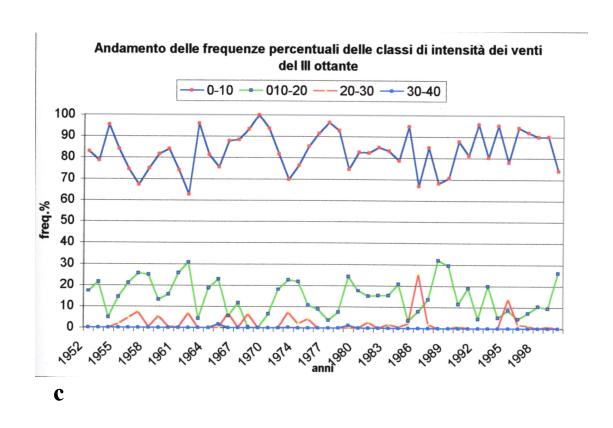
Andamento delle frequenze percentuali delle classi di intensità dei venti del II ottante



b

Fig. 18 – Andamento delle frequenze percentuali dell'intensità dei venti:

- a) I ottante
- b) II ottante



Andamento delle frequenze percentuali delle classi di intensità dei venti del IV ottante

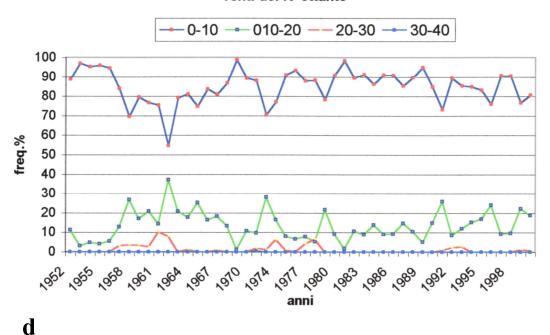
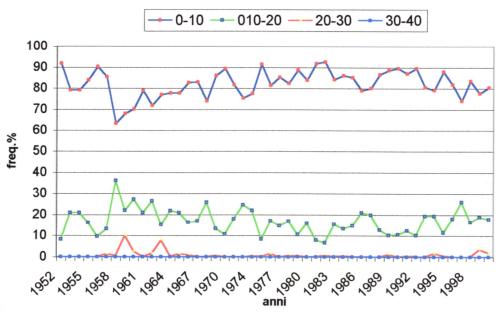


Fig. 18 – Andamento delle frequenze percentuali dell'intensità dei venti:

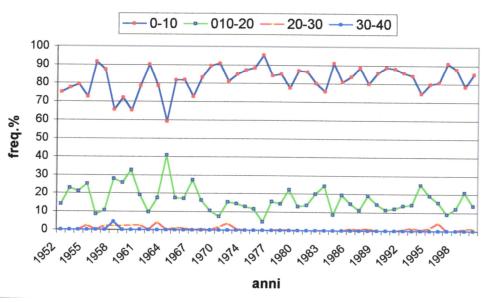
- c) III ottante
- d) IV ottante

Andamento delle frequenze percentuali delle classi di intensità dei venti del V ottante



e

Andamento delle frequenze percentuali delle classi di intensità dei venti del VI ottante

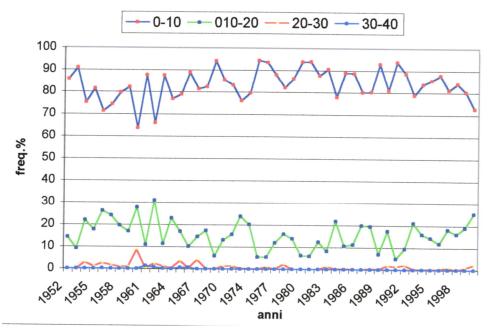


f

Fig. 18 – Andamento delle frequenze percentuali dell'intensità dei venti:

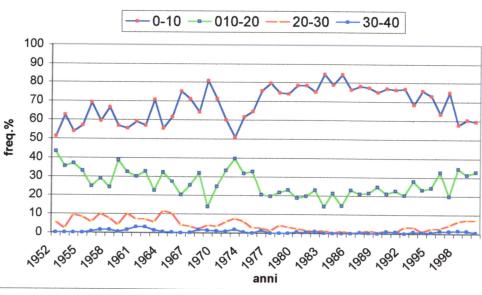
- e) V ottante
- f) VI ottante

Andamento delle frequenze percentuali delle classi di intensità dei venti del VII ottante



g

Andamento delle frequenze percentuali delle classi di intensità del VIII ottante

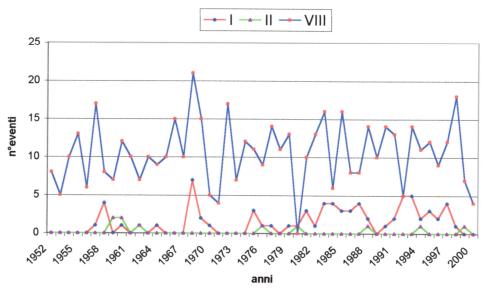


h

Fig. 18 – Andamento delle frequenze percentuali dell'intensità dei venti:

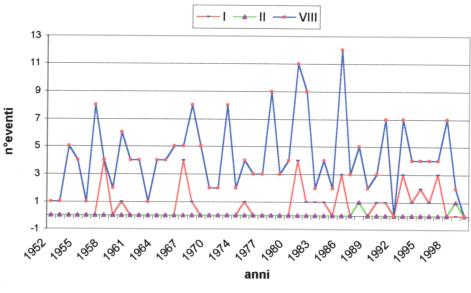
- g) VII ottante
- h) VIII ottante

Andamento del numero di eventi con intensità maggiore dei 20 nodi e direzione compresa nel settore di traversia



a

Andamento del numero degli eventi compresi nel settore di traversia e con una durata maggiore di 9 ore e un'intensità maggiore dei 20 nodi



b

Fig. 19 – Andamento del numero di eventi compresi nel settore di traversia con intensità maggiore dei venti nodi:

- a) durata maggiore di 6 ore
- b) durata maggiore di 9 ore

Analisi delle interazioni tra eventi meteomarini, evoluzione morfodinamica e sedimentaria di alcuni settori della piattaforma costiera del Molise

11.3 Studio delle variazioni stagionali delle intensità, frequenze e direzioni dei venti

Tale studio è stato effettuato su un periodo di 10 anni (1991-2000), utilizzando i dati

anemometrici triorari relativi sia alla frequenza che all'intensità dei venti. L'elaborazione

è stata condotta al fine di individuare possibili variazioni stagionali della direzione,

intensità e frequenza dei venti per i quattro settori di provenienza principali.

La suddivisione delle stagioni è stata eseguita rispettando il seguente schema:

Inverno: dal 22 dicembre al 21 marzo;

Primavera:dal 22 marzo al 21 giugno;

Estate: dal 22 giugno al 23 settembre;

Autunno: dal 24 settembre al 21 dicembre.

Dall'osservazione dei grafici emergono dei risultati molto interessanti ai fini di un

inquadramento climatico dell'intera fascia costiera. A questo proposito per ogni stagione

verranno descritte le variazione maggiormente significative che hanno interessato la

direzione, la frequenza e l'intensità dei venti.

Inverno

Per gli anni seguenti tale frequenza diminuisce progressivamente fino ad arrivare ad un minimo assoluto nel 2000 con il 35%; contemporaneamente, la frequenza dei venti del II e soprattutto del III quadrante aumenta progressivamente partendo da un valore minimo del 18% fino ad arrivare ad un massimo del 39%.

Per quanto riguarda le intensità, vediamo che fino al 1998 c'è una dominanza dei venti da NW (IV quadrante) in tutte le classi di intensità; ma nel 1999 e 2000 i venti del III quadrante risultano dominanti nella classe 0-10 nodi andandosi praticamente a sostituire ai venti da NW.

Primavera

Questa stagione, per il decennio considerato è caratterizzata da una evidente amplificazione delle frequenze dei venti confinati nel I–II e III quadrante e una riduzione progressiva delle frequenze dei venti del I quadrante. Questi ultimi risultano essere i più intensi in ogni classe di intensità, tranne nel 1996 e 1997 dove vengono sostituiti, per le classi di intensità più alte, dai venti da NNE.

Estate

Per questa stagione si sono riscontrati essenzialmente dei cambiamenti delle frequenze dei venti seguendo lo stesso andamento che ha interessato la stagione precedentemente descritta. Per quanto riguarda le intensità, si nota una dominanza dei venti del IV quadrante.

Autunno

Le frequenze dei venti del I ottante risultano diminuite passando da un valore massimo (1991) del 69% ad un minimo del 19% (anno 2000). Questo risultato diventa molto interessante soprattutto quando si vanno ad osservare gli andamenti delle frequenze degli altri quadranti. È possibile infatti notare come i venti del II quadrante, partendo da un minimo assoluto del 5% (anno 1991) arrivano ad un valore massimo di frequenza del 43% (anno 2000). Osservando le intensità si nota una evidente corrispondenza, in quanto i venti del II quadrante, risultati i più frequenti, sono anche i più intensi (anno 2000).

Dall'osservazione dei grafici emerge un significativo cambio del regime dei venti verificatosi presumibilmente intorno agli anni '70.

I venti con direzione compresa nel settore di traversia risultano i più significativi ai fini di uno studio della correlazione tra l'azione del moto ondoso, a sua volta strettamente connesso alla direzione e all'attività dei venti, e la dinamica litorale.

A tal proposito sono stati presi in considerazione soltanto i venti del VIII, I e II ottante, in quanto compresi nel settore di traversia.

Dall'analisi dei grafici precedenti emerge che i venti del I ottante (N-NE) hanno registrato valori di frequenza prevalentemente ciclici, tranne che negli ultimi due anni nei quali sono stati osservati valori minimi assoluti mai registrati nell'ultimo cinquantennio.

Anche se nell'arco dei 50 anni considerati è stata registrata una diminuzione della frequenza dei venti da N-NE, non è stato sufficiente considerare solo tale evento ai fini di una completa valutazione del regime anemometrico.

È stato necessario, infatti, porre particolare attenzione all'intensità di questi venti ed in particolare alle classi con valori massimi di intensità, responsabili delle mareggiate più intense.

A tal proposito, è possibile notare come le intensità comprese tra 0-10 e 10-20 nodi siano molto significative in quanto raggiungono valori di frequenza compresi rispettivamente tra il 60-80 % e il 20-40 %.

Dal grafico della figura 17a, inoltre, è possibile notare anche una perfetta specularità tra le due curve, il che evidenzia una presumibile dipendenza tra le due classi rappresentata dal fatto che ad un aumento delle intensità tra 0-10 nodi corrisponde un'attenuazione dei venti con intensità comprese tra 10-20 nodi. Questa particolarità è riscontrabile in tutti gli ottanti e, pertanto, risulta essere un dato fortemente caratterizzante per lo studio dell'area costiera molisana.

Per valori di intensità compresi tra 20-30 nodi, corrispondenti ad elevati valori di intensità, si hanno valori di frequenza compresi tra 0-1%; negli ultimi tre anni del periodo considerato, però, è stato registrato un aumento di tale percentuale, che si avvicina al 20% secondo un andamento esponenziale.

Per i venti ad intensità massima, cioè con valori di 30-40 nodi, si sono riscontrati eventi casuali nell'intero cinquantennio e dunque poco significativi.

Per quanto riguarda la persistenza dei venti da N-NE con velocità maggiore dei 20 nodi, si raggiungono valori piuttosto rappresentativi, pur risultando inferiori rispetto ai venti compresi nell'VIII ottante (figg. 19a - b).

In sintesi, i venti da N-NE sono pienamente significativi all'interno delle classi di intensità più alte, pur avendo una frequenza ridotta negli ultimi anni, ed i valori di

persistenza abbastanza elevati sia per una durata maggiore delle 6 ore sia per una durata maggiore delle 9 ore.

Di conseguenza, i suddetti venti sono stati classificati come venti regnanti e non accidentali, dunque osservabili solo su un lungo periodo.

Per quanto riguarda la direzione di tali venti rispetto all'orientamento della costa, essi formano un angolo approssimativo compreso tra 360-45° N, dunque pressoché perpendicolare alla linea di costa, con conseguente effetto di massima erosione (fig. 13). Oltre ai venti da N-NE, nel settore di traversia ricadono anche i venti da E-NE (II ottante), che, rispetto ai precedenti, si contraddistinguono per la loro intensità e frequenza.

Dall'analisi dei valori di frequenza è emerso un risultato di grande valore, a testimonianza dell'importanza dei fattori climatici nell'ambito di questa ricerca: i venti da E-NE, per i quali sono stati registrati valori di massima intensità per le classi tra 20-30 e 30-40 nodi, risultano essere i più intensi per periodi brevi ma ripetuti nel tempo, nel corso dell'intero cinquantennio. Il cambiamento più sostanziale ha interessato le intensità comprese tra 30-40 nodi dei venti da E-NE, iniziato intorno al 1976 per terminare intorno al 1996.

La frequenza di questi venti non è risultata molto elevata (circa il 10%), pur essendo, dunque, i meno frequenti (figg. 16, 17a e b), sono i più intensi.

Il risultato ottenuto conferma l'indipendenza esistente tra la frequenza e l'intensità: venti poco frequenti possono essere anche molto intensi e viceversa.

I venti da E-N e con intensità maggiore dei 20 nodi non hanno valori di persistenza così alti rispetto ai venti da N-NE e N-NW; infatti si sono stati osservati valori casuali per un massimo di 9 ore. Questo dato è rilevante in quanto potrebbe preannunciare una fase di transizione tra un regime anemometrico con direzione N-NE ad un altro con direzione E-

NE. Tali venti sono classificabili come venti accidentali che si manifestano solo nel breve periodo e possono essere individuati soltanto in seguito ad un'analisi anemometrica estesa ad un intervallo temporale piuttosto ampio (minimo 50 anni).

Tale risultato trova un'evidente correlazione con le intensità dei venti da N-NW, che risultano essersi attenuate come per bilanciare l'aumento delle intensità dei venti da E-NE.

Infatti, tra il 1976 e il 1996 l'intensità dei venti da N-NW, compresa tra 20-30 e 30-40 nodi, sembra azzerarsi per poi aumentare tra il 1995 e il 2000 con intensità pari al 5%, mentre i venti da N-NE subiscono, nello stesso intervallo di tempo, un improvviso aumento delle intensità nelle stesse classi prese in esame.

Dall'osservazione delle frequenze emerge che il *trend* di distribuzione è casuale e dunque poco significativo.

Per i venti da N-NW sono risultati valori massimi di persistenza per intensità maggiore dei 20 nodi. Questo significa che i venti da N-NW sono classificabili, nel lungo periodo, come venti regnanti, insieme ai venti da N-NE, nonché i più frequenti.

Al contrario, in un discorso a breve periodo, cioè confinato ad eventi sporadici molto intensi, ma non persistenti nel corso delle ore, i venti da E-NE meritano una grande attenzione poiché sono risultati dominanti in termini di intensità per circa 20 anni.

Tale periodo coincide con la massima erosione a cui alcune spiagge, quali quella di Rio Vivo, sono state soggette. Infatti, osservando l'angolo di incidenza dei venti da E-NE sulla linea di costa (ad orientamento NW-SE), si nota che tale direzione risulta essere perpendicolare al tratto di costa a sud del porto; invece, a nord di questo, l'angolo di incidenza è minore, pertanto l'erosione risulta essere direttamente proporzionale a tale angolo di incidenza.

Oltre allo studio anemometrico è stato realizzato uno studio sulle onde di mare lungo, ponendo particolare attenzione alla direzione di tali onde, ad alcune proprietà importanti delle stesse quali il periodo, l'altezza e la lunghezza delle onde e al relativo *fetch* risultante. Nei 10 anni considerati, si notano valori massimi di frequenza per le onde da NW. Questo risultato è giustificato dal fatto che i venti dell'VIII ottante per un'intensità maggiore dei 20 nodi, sono i più persistenti e pertanto, spirando per più ore all'anno, hanno la capacità di creare delle ondazioni molto consistenti.

Anche se questi grafici non permettono di discriminare il moto ondoso in base alla loro intensità, ma solo in base alla persistenza, risultano molto importanti per spiegare l'andamento delle calme dei venti. Il grafico di figura 20 evidenzia un'improvvisa riduzione delle calme soprattutto negli ultimi tre anni; tale dato, pur sembrando inverosimile, è confermato dall'andamento dei grafici (figg. 15 h, i, l) che restituiscono un'improvvisa riduzione del numero degli eventi di mare calmo registrati dal 1998 al 2000.

Le onde registrate hanno lunghezze comprese tra 0 e 100 m ed altezze variabili tra 0 e 2 m, mentre valori superiori sono relativi alle onde di grosse mareggiate che si manifestano solo in particolari condizioni meteomarine. I periodi di tali onde oscillano tra 0 e 5.6 sec, con un *fetch* massimo pari a 256 km.

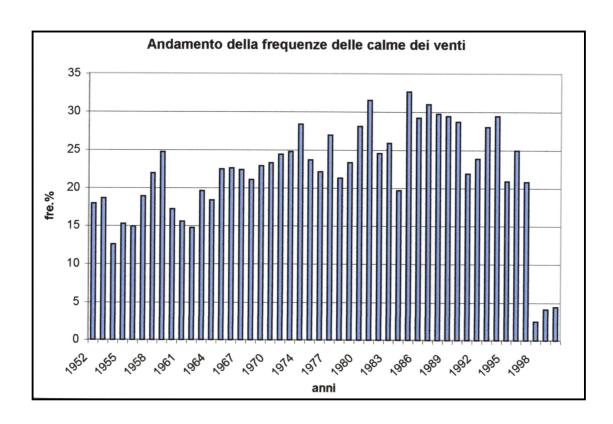


Fig. 20 – Andamento delle frequenze delle calme dei venti.

12. MODELLAZIONE MATEMATICA DEL MOTO ONDOSO E DEI FLUSSI D'ENERGIA

Mediante la procedura di *hindcasting* del moto ondoso, utilizzando il metodo S.M.B. (SVERDRUP, MUNK, BRETSCHNEIDER), verosimilmente il più attendibile tra i modelli a due parametri, si è proceduto all'elaborazione dei piani d'onda.

Il metodo *S.*M.B., pur presentando alcune approssimazioni, risulta sufficientemente pratico in relazione agli scopi da raggiungere. Infatti, essendo questo studio mirato alla determinazione delle caratteristiche del moto ondoso, il quale, a sua volta, risulta un componente fondamentale per la stima dei processi erosivi lungo costa, non si richiede la conoscenza dei parametri significativi con un alto grado di precisione. Per questo motivo, il suddetto metodo adottato, è stato proposto per la sua buona affidabilità.

Il metodo si basa sulla utilizzazione delle lunghe serie di rilevazioni anemometriche triorarie.

È indispensabile, per una corretta valutazione della quantità di sedimento trasportato lungo la costa, considerare le influenze che la batimetria o le strutture, sia naturali sia artificiali, determinano nel momento in cui il sistema ondoso si dirige verso la costa stessa.

Pertanto, è stata effettuata un'analisi del paraggio per stabilire preliminarmente se prendere in considerazione la rifrazione e la riflessione delle ondazioni, affinché le caratteristiche dell'onda potessero essere valutate in sintonia con la configurazione geometrica del paraggio in esame.

Essendo questo tipo di analisi molto articolata e dall'elaborazione complessa, si è analizzato esclusivamente il settore di costa antistante la foce del F. Trigno, in modo tale da osservare il comportamento dell'onda in presenza o meno di opere antropiche.

Tale area è stata ritenuta maggiormente interessante sia per la presenza di barriere artificiali poste in sinistra idrografica della foce, nonché per la mancanza di queste ultime in destra della foce stessa, sia per la tendenza evolutiva da delta ad estuario del sistema di foce.

La spiagga sommersa prospiciente l'area indagata mostra una pendenza pari a circa 0.7%, pertanto il problema della rifrazione dell'onda è stato affrontato con particolare attenzione.

È importante ricordare che in acque basse, quando la lunghezza d'onda è circa il doppio della profondità, la velocità di fase non è più determinata dal periodo ma dalla profondità. Se la velocità di fase diminuisce all'avvicinarsi alla costa, la parte di onda in acque più profonde si muove più velocemente della parte in acqua bassa. Questa variazione causa l'allineamento del profilo con la batimetria.

Tale effetto risulta significativo per i seguenti motivi:

- il cambiamento della direzione di propagazione del moto ondoso causa una convergenza o divergenza di energia e naturalmente influenza gli sforzi esercitati sulle strutture;
- contribuisce alla variazione della topografia sia del fondo sia della linea di costa attivando processi d'erosione, trasporto e deposizione dei sedimenti;
- 3) al diminuire della profondità influenza poi l'altezza.

Isolati gli eventi perturbativi significativi e calcolati i parametri del moto ondoso, si è proceduto all'elaborazione dei piani d'onda relativi a differenti direzioni, in maniera tale da evidenziare le modificazioni dei fronti d'onda e delle loro ortogonali sottocosta.

A tal fine è stato utilizzato un *software* che utilizza il periodo e l'altezza d'onda relativa a ciascuna direzione di incidenza, unitamente alla griglia batimetrica con passo di 30 m ricavata dall'elaborazione delle registrazioni batimetriche dirette e georeferenziate.

Il modello numerico elabora, al procedere del raggio dell'onda, i valori dell'angolo di rifrazione, della velocità orbitale in prossimità del fondo e del coefficiente di rifrazione; nello stesso tempo il *software* controlla la pendenza del fondo, la profondità nel punto di elaborazione, la posizione dei piani che approssimano il fondale e la velocità di fase dell'onda.

Tenuto conto che nel settore costiero analizzato le mareggiate più significative sono quelle riguardanti il I quadrante, e più precisamente quelle provenienti da N-NE e da E, l'analisi anemometrica è stata condotta per gli eventi compresi tra le direzioni 360° e 90°, rappresentativi di quelli a maggiore frequenza di apparizione.

In particolare, per la direzione 360°, 45° e 90° sono stati costruiti piani d'onda per valori significativi dell'onda al largo pari rispettivamente a Hs=1.5 m / T=4.0 sec.

Dall'analisi dei piani d'onda relativi alla direzione 360° (fig. 21) si può notare come i fronti d'onda divergano dalla direzione di provenienza disponendosi quasi ortogonalmente alla linea di costa. In questo caso, in cui la morfologia del fondo marino è caratterizzata da bassi valori di pendenza, si osserva una penetrazione del raggio dell'onda fino alla linea di battigia.

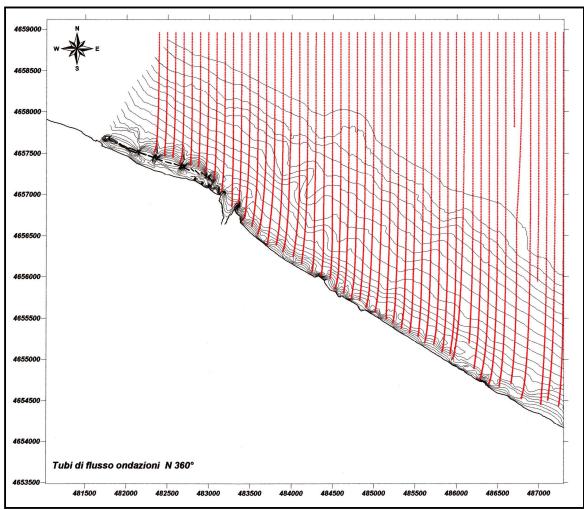


Fig. 21 – d'onda elaborati per mari provenienti da N 360° con altezze d'onda (Hs₀) pari a 1.5 m e periodo T₀ pari a 4.0 sec.

Ortogonali ai fronti

Più precisamente a sud della foce fluviale, in corrispondenza di bassi valori di pendenza del fondo marino, si nota che l'arresto dei raggi corrisponde alla profondità di circa 1 m, mentre laddove la pendenza risulta maggiore si nota che il raggio raggiunge valori prossimi a 0 m.

Tale andamento testimonia il frangimento presso la linea di battigia ove viene dissipata tutta l'energia del moto ondoso con conseguente potere erosivo. Sempre per questa direzione, analizzando la zona a nord della foce si osserva che i raggi non penetrano tra le scogliere artificiali; questo fatto indica che per quel settore di costa la presenza di tali opere provoca un'evidente dissipazione dell'energia prodotta dal moto ondoso.

Per la direzione 45° (fig. 22) si nota che l'energia prodotta dalle mareggiate provenienti da NE non differisce di molto da quella prodotta dalle mareggiate da N. Infatti, si nota che nella zona a sud della foce del Trigno si verificano le stesse condizioni risultanti dall'analisi del precedente tratto: la dissipazione dell'energia si ha in corrispondenza della linea di costa e, considerando gli stessi valori di pendenza precedentemente analizzati, si nota ancora come la penetrazione del raggio sia influenzata dall'acclività del fondo, sebbene sia bassa. In questo caso c'è da notare come in corrispondenza delle barriere in alcuni canali si verifica la penetrazione dei raggi d'onda. Più precisamente osservando l'andamento delle isobate, la profondità più elevata di alcuni canali interbarriere, giustifica l'azione erosiva dell'energia prodotta dal moto ondoso.

Immediatamente a nord della foce si nota un differente posizionamento delle barriere che, considerando anche la maggiore articolazione delle isobate, indicano la presenza di intensi fenomeni d'erosione; questo fatto, tra l'altro non giustifica la messa in opera di pennelli perpendicolari alla linea di riva per ridurre i processi erosivi in atto.

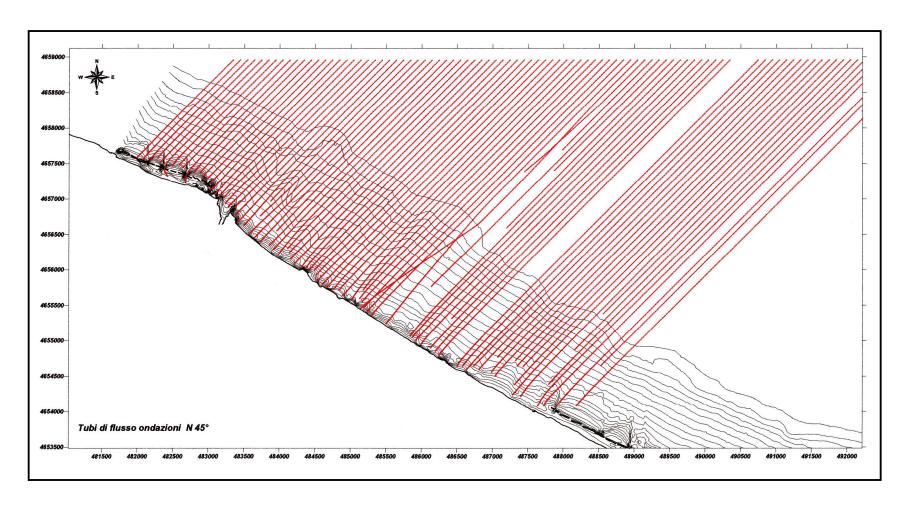


Fig. 22 – Ortogonali ai fronti d'onda elaborati per mari provenienti da N 45° con altezze d'onda (Hs₀) pari a 1.5 m e periodo T₀ pari a 4.0 sec.

È importante precisare che in quei canali interbarriere dove si registrano basse profondità è stata rilevata la presenza di alcune barriere soffolte; tale situazione evidenzia la bassa efficacia delle strutture che hanno sofferto nel tempo fenomeni di cedimento ed affondamento, con conseguente copertura di un sottile velo di sedimenti. L'accumulo di tali sedimenti e le strutture ormai sepolte determinano improvvisi cambi di pendenza con il conseguente arresto dei raggi d'onda ad una profondità prossima a circa 1 m; tale distanza risulta abbastanza significativa dalla reale linea di riva.

Dai mari provenienti da 90° (fig. 23) si nota un marcata deviazione della direzione di provenienza dei raggi; in particolare si evidenzia la conversione di alcuni raggi che rappresentano zone di maggiore energia. In questo caso è interessante notare come l'energia agisce sulla foce fluviale e più precisamente l'incidenza di un raggio in prossimità del sistema di foce potrebbe giustificare la differenza morfologica tra le due ali di foce.

In corrispondenza delle barriere artificiali si notano altri canali aperti che permettono la penetrazione dei raggi. Come nel caso analizzato in precedenza si evidenzia una maggiore concentrazione di energia in prossimità della zona interessata da barriere parallele e pennelli perpendicolari alla costa; tale andamento potrebbe essere giustificato dalla morfologia del fondo marino ormai fortemente modificato dalle strutture.

In particolare, quelle forme che suggerirebbero un accumulo di sedimenti sono invece legate all'intensa erosione causata dai flussi di ritorno nelle aree interbarriera con una falsa apparenza di sedimentazione al fronte delle barriere stesse.

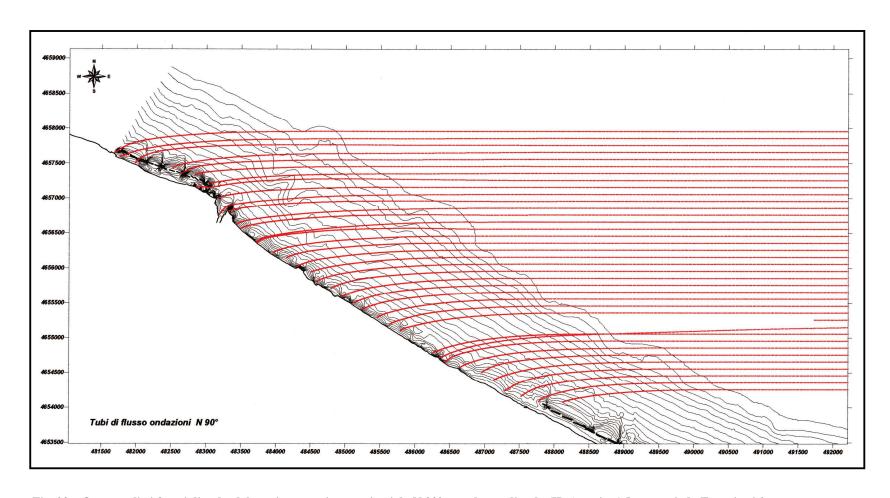


Fig. 23 – Ortogonali ai fronti d'onda elaborati per mari provenienti da N 90° con altezze d'onda (Hs₀) pari a 1.5 m e periodo T₀ pari a 4.0 sec.

13. CONCLUSIONI

L'analisi integrata della cartografia storica e recente, della fisiografia costiera, della morfologia del fondo marino e delle caratteristiche sedimentologiche risultanti dalla conduzione di due campagne di indagini svolte nel 2004 e 2005, nonché dei *fetches* geografico ed effettivo, del regime anemometrico e della modellazione matematica del moto ondoso, ha consentito di mettere in luce i principali processi responsabili dell'evoluzione morfodinamica del settore costiero molisano.

In particolare, dall'analisi dei dati anemometrici si evince un sostanziale cambiamento del regime dei venti avvenuto nel corso degli ultimi 50 anni che ha determinato una variazione nella frequenza ed intensità delle mareggiate provenienti da N, NE e E.

L'area indagata è attualmente sottoposta ad intensi fenomeni erosivi che hanno prodotto un notevole arretramento dell'intera linea di costa, variabile tra circa 250 e 650 m nei vari settori, a partire soprattutto dal 1954 ed in particolar modo negli ultimi 10 anni in corrispondenza delle foci dei due principali fiumi Trigno e Biferno.

La variazione e l'andamento della linea di riva nel tempo evidenzia fenomeni complessi legati alla estrema variazione del regime anemometrico e del regime ondoso indotto alla fine degli anni '90. Infatti, alcune zone continuano ad essere interessate da uno spinto arretramento della linea di costa negli ultimi decenni, mentre altre zone appaiono in equilibrio dinamico se non in debole ripascimento. Alcune di esse sono da mettere in relazione a strutture antropiche, quali il porto di Termoli, che hanno interrotto la normale dinamica litoranea, in prevalenza diretta da SE verso NW, mentre altre possono essere imputate alla frequenza di apparizione dei venti dominanti e regnanti.

Non sembra che le numerose strutture antropiche poste a difesa del litorale abbiano sortito effetti di mitigazione positivi. Anzi, in relazione alle opere di difesa, è stata osservata un'intensa modificazione della morfologia dei fondali marni sottoposti, che presentano forme legate all'erosione da parte di flussi contenuti nelle aree di interbarriera; questi danno l'impressione di un processo di deposito in corrispondenza delle opere che nella realtà non sembra essere verificato.

I fondali marini si presentano piuttosto regolari, subpianeggianti e debolmente acclivi verso NE, tranne in corrispondenza delle foci fluviali ove si osservano paleodelta sommersi che testimoniano anche fasi di divagazione dei corsi d'acqua.

Anche in corrispondenza delle opere di difesa i fondali si presentano molto articolati e non evidenziano forme ascrivibili a marcati processi di deposizione. Laddove le opere di difesa sono assenti, invece, i fondali conservano alcuni ordini di barre che testimonierebbero una spiccata dinamica lungocosta interrotta sovente da un'azione trasversale delle correnti di fondo, così come si può osservare dai truogoli d'interbarra.

Nell'area a sud del porto di Campomarino, dove non sono presenti opere di difesa, risultano ben conservati due o tre ordini di barre foranee, con un ordine di barre prossime alla costa fortemente festonate. Tali forme non sono osservabili nella zona compresa tra il F. Trigno ed il porto di Termoli e tra quest'ultimo ed il porto di Campomarino.

Nel primo caso, in quanto si tratta di una costa fortemente esposta ai venti ed alle ondazioni maggiormente frequenti; nel secondo caso, invece, poiché le numerose e continue opere di difesa hanno completamente modificato l'originaria dinamica ed anche in quanto risulta non eccessivamente esposta ai venti ed alle ondazioni di maggiore frequenza.

Anche la distribuzione dei sedimenti lungo i tratti esaminati mette in risalto una dinamica essenzialmente lungocosta ed una dinamica trasversale nelle aree non protette da opere di difesa, mentre sembra assente la dinamica nelle aree a sud del porto di Termoli, dove le opere di difesa si sviluppano senza soluzione di continuità.

Da sottolineare la presenza di un'ampia fascia di sedimenti fini in corrispondenza del molo di sopraflutto del porto di Termoli, legata ai fenomeni di riflessione e diffrazione del moto ondoso con espansione dell'onda e creazione di un'area di bassissima energia che permette la sedimentazione dei materiali trasportati lungocosta.

La modellazione di piani d'onda per direzioni del moto ondoso con più frequenza di apparizione ha confermato l'influenza della morfologia dei fondali marini sulla rifrazione del moto ondoso sul fondo. In particolare, è stata osservata una maggiore convergenza dei raggi ortogonali ai piani d'onda nelle aree prospicienti la foce del F. Trigno, in special modo nelle aree dove maggiori sono i fenomeni erosivi, così da confermare l'estrema energia messa in gioco dal moto ondoso in tali zone.

Nello stesso tempo le direzioni dei raggi perpendicolari ai fronti d'onda mettono in luce l'inefficacia delle opere di protezione. Infatti, la modifica della morfologia del fondale, conseguente alla messa in opera di tali difese, produce una variazione nella direzione dei raggi stessi tale che essi s'insinuano con estrema facilità nelle aree di interbarriera con conseguente erosione delle zone di litorale ubicate alle loro spalle.

Tali analisi, pertanto, confermano che l'erosione costiera è sicuramente legata ad una variazione del regime meteomarino negli ultimi anni e che opere di difesa parallele alla linea di costa non producono gli effetti sperati, ma in certi casi amplificano i processi.

14. BIBLIOGRAFIA

- AMINTI P.& PRANZINI E. (1983) La difesa dei litorali in Italia. Edizioni delle Autonomie, Roma.
- ASSESSORATO AI LAVORI PUBBLICI DELLA REGIONE MOLISE (2001) Studio specialistico relativo all'erosione marina sulla intera costa della Regione Molise. Campobasso.
- AUCELLI P.P.C (1999) Analisi morfodinamica del Bacino del fiume Trigno: distribuzione, entità e cause dei fenomeni di alveo e di versante. Tesi di dottorato, ciclo XII, Università degli Studi del Molise.
- AUCELLI P.P.C., CAVINATO G.P. & CINQUE A. (1996) *Indizi geomorfologici di tettonica plio-quaternaria sul piedimonte adriatico dell'appenninio abruzzese*. Il Quaternario, 9 (1), 299-302.
- AUCELLI P.P.C., FAILLACE P.I., PELLEGRINO P., ROSSKOPF C.M. & SCARPATI N. (2004) L'evoluzione recente della costa molisana- (Italia meridionale). Il Quaternario, 15 (2), 247-257.
- BIGI S., CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., DIDASKALOU P., DRAMIS F., FARABOLLINI P., GENTILI B., INVERNIZZI C., MICARELLI A., NISIO S., PAMBIANCHI G. & POTETTI M. (1995) La fascia periadriatica marchigiano-abruzzese dal Pliocene medio ai tempi attuali: evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica. Studi Geol. Camerti, vol spec. 1995/1, 37-49.
- Bosi C. (2004) (ed.) *Quaternary*. In: *Geology of Italy*, Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32, IGAG, 2004, Florence (Italy), 161-188.
- CARMINATI E., DOGLIONI C. & SCROCCA D. (2004) *Alps Vs Apennines*. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32, Florence (Italy), 2004.
- CAROBENE L. (2004) Uplifted coastlines and marine terrace. In: Bosi, C. (ed.), Quaternary, Geology of Italy, Spec. Vol., It. Geol. Soc., IGC 32, IGAG, Florence, Italy, 2004.
- CASNEDI R., CRESCENTI U., D'AMATO C., MOSTARDINI F. & ROSSI U. (1981) *Il plio-pleistocene del sottosuolo molisano*. P.F. Geodinamica del C.N.R., Geologica Romana, 20, 1-42.

- CASNEDI R., CRESCENTI U.. & TONNA M. (1982) Evoluzione dell'avanfossa adriatica meridionale nel plio-pleistocene, sulla base di dati di sottosuolo. Mem. Soc. Geol., 24, 243-260.
- CIABATTI M., CURZI P.V. & RICCI LUCCHI F. (1987) Quaternary sedimentation in the Central Adriatic Sea. Giorn. Geol., 49, 113-125
- COLANTONI P., PRETI M. & VILLANI B. (1990) Sistema deposizionale e linea di riva olocenica sommersi in Adriatico al largo di Ravenna. Giorn. Geol. ser. 3^a, 52, 1-18.
- CURZI P.V., CANU M., CASINI ROPA D. & ROSSI S. (1988) Geoengineering hazards study in the Adriatic Sea. Offshore and Marine Engineering, 2, 5-15.
- DOGLIONI C., MONGELLI F. & PIERI P. (1994) The Puglia uplift (SE Italy): An anomaly in the foreland of the Apenninic subduction due to buckling of a thick continental lithosphere. Tectonics 13(5), 1309-1321.
- DOGLIONI C., TROPEANO M., MONGELLI F. & PIERI, P. (1996) *Middle-late Pleistocene of Puglia: an anomaly in the Apenninic foreland*. Mem. Soc. Geol. It., Atti 77^a Riun. Estiva Congr. Naz. Soc. Geol. It. "Geologia delle Aree di Avampaese", Bari, Italy, 26-28 September 1996. 51(1), 101-117.
- ENEA (2000) Come stanno i litorali italiani: rapporto 2000 dell'ENEA.
- FERRANTI L. & OLDOW J.S. (2005) Rates of late Neogene deformation along the southwestern margin of Adria, southern Apennines orogen, Italy. In: PINTER N., GRENERCZY G., MEDAK D., STEIN S., & WEBER J.C. (eds.), The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics and Hazards. Kluver Academic Publisher, 93-116 (in stampa).
- FOLK R.L. & WARD W.C. (1957) Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. Journ. Sedim. Petr., 27, 3-26.
- HARLAND W.B., COX A.V., LLEWELLYN P.G., PICKTON C.A.G., SMITH A.G., & WALTERS R. (1982) *A Geologic Time Scale*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 131 pp.
- MARABINI F. (2000) Effetti sull'erosione costiera dei fenomeni climatici recenti: l'esempio del litorale Nord Adriatico. In: Mare e cambiamenti globali. Aspetti scientifici e gestione del territorio (a cura di Sergio Silenzi). Convegno ICRAM, 25-26 febbraio 1999 Roma.

- MASTRONUZZI G. & SANSÒ P. (1993) Caratteri ed evoluzione attuale del litorale fra le foci del fiume Fortore e del fiume Ofanto-(Puglia).
- MILANO V. (1977) Sulle lunghezze del fetch effettivo nel Mar Mediterraneo. C.N.R., Prog. Final. "Conservazione del suolo", subprog. "Dinamica dei litorali", pubbl. n.33, 239-248.
- ORTOLANI F.& PAGLIUCA S. (2000) -Problematiche ambientali e socio-economiche connesse con l'evoluzione della linea di costa del Molise-Atti della I Conferenza Regionale sull'Ambiente. Campobasso, 27-28-29 gennaio 2000.
- RIZZI ZANNONI G.A. (1808) Atlante geografico del Regno di Napoli.
- SCROCCA D., DOGLIONI C. & INNOCENTI F. (2003) Constraints for an interpretation of the Italian geodynamics: a review. In: SCROCCA D., DOGLIONI C., INNOCENTI F., MANETTI P., MAZZOTTI A., BERTELLI L. BURBI L., D'OFFIZI, S. (eds.), CROP Atlas: seismic reflection profiles of the Italian crust. Mem. Descr. Carta Geol. d'It. 62, 15-46.
- TOZZI M. (1993) Assetto profondo dell'Appennino centrale. In: Guide Geologiche Regionali Lazio 14 Itinerari. Soc. Geol. It., 2nd ed., BE-MA (ed.), 1994. 5, 1-337.
- TRINCARDI F., CATTANEO A., ASIOLI A., CORREGGIATI A., & LANGONE L. (1996) Stratigraphy of the late-Quaternary deposits in the central Adriatic basin and the record of short-term climatic events. In: GUILIZZONI, P. & OLDFIELD, F. (eds.), Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments (PALICLAS). Mem. Ist. It. Idrobiol., 55, 39-70.
- TRINCARDI F., CORREGGIATI A. & ROVERI M. (1994): Late Quaternary transgressive erosion and deposition in a modern epicontinental shelf: the Adriatic Semienclosed Basin. Geo-Marine Letters, 14, 41-51.
- VEZZANI L., GHISETTI F. & FESTA A. (2004) Carta geologica del Molise.
- VITTORIANI S. (1991) La diminuzione del trasporto torbido nei fiumi italiani tra il periodo prebellico e quello attuale. Geogr. Fis. Din. Quat, 14, 252-258.
- ZUNICA M. & GIRARDI A. (1984) Atlante delle spiagge italiane. CNR, SELCA, Firenze.
- ZUNICA M. (1987) Lo spazio costiero italiano-dinamiche fisiche e umane. Valerio Levi Editore.