

LA **GEOLOGIA** TRA LA **TERRA** E IL **MARE** Strumenti per la gestione dei rischi costieri in Emilia-Romagna



LA **GEOLOGIA** TRA LA **TERRA** E IL **MARE** Strumenti per la gestione dei rischi costieri in Emilia-Romagna

Autori

Lorenzo Calabrese (RER), Annamaria Correggiari (CNR-ISMAR), Luisa Perini (RER),
Alessandro Remia (CNR-ISMAR)

*Gruppo di lavoro Area Geologia Suoli e Sismica, Settore Difesa del Territorio, Regione
Emilia-Romagna*

Coordinamento generale del progetto e delle attività di campo: Luisa Perini

Elaborazione dati e coordinamento pubblicazione: Lorenzo Calabrese

Hanno collaborato: Jessica Lelli e Paolo Luciani (ora Agenzia regionale per la sicurezza
territoriale e la Protezione Civile)

Gruppo di lavoro Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto di Scienze Marine

Coordinamento attività di campo e scientifiche: Annamaria Correggiari

Elaborazione e acquisizione dati: Alessandro Remia

Hanno collaborato: Andrea Gallerani, Maria Rita Cogliandro e Stefano Misericocchi (CNR-
ISP Istituto di Scienze Polari)

Editing

Maria Carla Centineo (RER)

Progetto grafico e composizione

Simonetta Scappini (RER)

L'Area Geologia Suoli e Sismica della Regione Emilia-Romagna e l'Istituto di Scienze Marine
del Consiglio Nazionale delle Ricerche dichiarano la propria disponibilità a regolarizzare
eventuali omissioni o errori di attribuzione delle immagini contenute nel testo.

Finito di stampare marzo 2024

Centro Stampa Regione Emilia-Romagna

nuova versione maggio 2024

Modo di citazione suggerito:

Calabrese L., Correggiari A., Perini L. e Remia A. (2024). La Geologia tra la Terra e il Mare.
Strumenti per la gestione dei rischi costieri in Emilia-Romagna. ISBN 978-88-8186-028-9

La versione digitale di questo volume può essere scaricata al seguente link:

<http://doi.org/10.5281/zenodo.10810185> con licenza CC-BY 4.0

<http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia>

ISBN versione digitale 978-88-8186-029-6

PREFAZIONE

Da oltre 40 anni la Regione Emilia-Romagna ha avviato studi e monitoraggi della fascia costiera e dei suoi litorali consapevole dell'importanza di disporre di conoscenze approfondite e sempre aggiornate per gestire correttamente un'area così rilevante dal punto di vista ambientale e sociale e, al tempo stesso, così dinamica e fragile. La Regione è stata pioniera nell'istituire, a partire dagli anni '80, le reti di monitoraggio sistematico dei fenomeni di erosione costiera e della subsidenza, così come nel dotarsi di un Sistema Informativo del mare e della costa (SIC) che, dai primi anni 2000, costituisce lo strumento di raccolta, integrazione e analisi dei dati per la gestione dei litorali.

Tutti questi dati rappresentano la base indispensabile per programmare e realizzare le azioni strategiche e gli interventi di contrasto e mitigazione dei rischi costieri, e per l'elaborazione dei quadri conoscitivi della pianificazione di settore in cui la Regione Emilia-Romagna è impegnata a partire dalla stesura delle Linee guida Gestione Integrata delle Zone Costiere (2005), e con i successivi Piano di Gestione del Rischio Alluvioni, la Strategia per la Gestione integrata per la Difesa e l'Adattamento della Costa ai Cambiamenti climatici-GIDAC e la Pianificazione dello Spazio Marittimo-MSP.

Le attività di studio e ricerca si sono sempre avvalse della collaborazione di Università ed Enti di ricerca autorevoli, come l'Istituto di Scienze Marine del Consiglio Nazionale delle Ricerche, che dagli anni '80, grazie anche al Progetto Pilota di Cartografia Geologica dei Mari Italiani (Servizio Geologico Nazionale CARG ISPRA - CNR ISMAR), supporta la Regione Emilia-Romagna nella individuazione e caratterizzazione dei depositi di sabbie sottomarine fruibili per il ripascimento delle spiagge, nonché nello sviluppo del Database in_Sand, dedicato alla gestione di tali depositi.

Le sfide imposte dai cambiamenti climatici in atto impongono ora nuove strategie e un maggiore impegno per la difesa delle coste, sempre più esposte al rischio di erosione e inondazione e alla perdita di ecosistemi fondamentali per l'uomo e per la sussistenza delle attività antropiche di questi territori. In questo contesto, diventa necessario integrare il tradizionale approccio allo studio delle dinamiche costiere con conoscenze nuove e più approfondite degli aspetti geologici del sottosuolo.

Lo studio adotta una metodologia che supera la distinzione terra-mare e analizza l'intero sistema in continuità dalla costa al fondale. A supporto di questo approccio, sono state utilizzate nuove tipologie di informazioni, a partire dalle indagini geofisiche e geognostiche eseguite in aree mai indagate prima, che sono state interpretate e rappresentate con strumenti avanzati, come quello della modellazione tridimensionale.

Questo lavoro è nato dalla fattiva collaborazione e dall'interesse reciproco sulle tematiche indagate di Regione e CNR che, seppur con risorse limitate, hanno profuso uno straordinario impegno per giungere ai risultati illustrati che rappresentano un contributo originale sulla conoscenza delle dinamiche costiere e un riferimento metodologico utile anche per le altre regioni che si trovano ad affrontare la gestione sempre più complessa dei rischi costieri.

Irene Priolo

Vicepresidente Regione Emilia-Romagna
Assessore alla Transizione ecologica,
Contrasto al cambiamento climatico, Ambiente,
Difesa del suolo e della costa, Protezione civile

INDICE

INTRODUZIONE	6
LE CONOSCENZE DI BASE	
1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STRATIGRAFICO	12
2. LA CARATTERIZZAZIONE MORFOLOGICA	23
3. ASPETTI OCEANOGRAFICI E FLUSSI SEDIMENTARI	33
BANCHE DATI E CARTOGRAFIA	
4. BANCHE DATI PER GLI STUDI COSTIERI	51
5. LA CARTOGRAFIA DEL SETTORE MARINO-COSTIERO	58
LO STUDIO TRA LA TERRA E IL MARE	
6. I DATI ACQUISITI IN EMILIA-ROMAGNA	75
7. ANALISI DI LABORATORIO	82
8. LE CORRELAZIONI GEOLOGICHE TRA LA TERRA E IL MARE	88
RISCHI COSTIERI E GEOLOGIA	
9. RISCHI COSTIERI E GEOLOGIA	111
CASI DI STUDIO	
A. IL DELTA DEL PO E SCANNO DI GORO	132
B. IL LITORALE TRA FOCE RENO E LIDO DELLE NAZIONI	146

INTRODUZIONE

La costa bassa e sabbiosa dell'Emilia-Romagna fronteggia oggi i rapidi cambiamenti del clima, evolvendo per adattarsi e trovare nuovi equilibri, come accaduto in passato. Si tratta di un territorio estremamente dinamico dove le modificazioni degli ambienti possono avvenire in tempi anche molto brevi e manifestare criticità quando tale evoluzione interferisce con le attività antropiche. Nell'ultimo secolo, l'aumento dell'urbanizzazione e lo sfruttamento delle risorse hanno influito sulle dinamiche naturali del sistema fisico costiero aumentando, di fatto, i rischi, quali l'erosione costiera, l'inondazione marina, la subsidenza e la salinizzazione degli acquiferi. In questo delicato contesto, gli effetti dei cambiamenti climatici in atto e, in particolare, l'innalzamento del livello del mare, potrebbero determinare la perdita di zone emerse, di ecosistemi e l'aumento delle aree a rischio di fenomeni estremi.

Nonostante tali problematiche siano oggetto di studio e monitoraggio sistematico da parte di molte amministrazioni ed enti di ricerca, è raro che si analizzino le cause più profonde e durature dei processi costieri che sono da contestualizzare nella storia geologica più recente. L'approfondimento di tali tematiche restituisce un quadro conoscitivo ricco e ampio che affonda le sue radici nei dati litologici, stratigrafici, morfologici e chimico-fisici e che propone la loro interpretazione attraverso l'elaborazione di nuove cartografie tematiche facilmente comprensibili e fruibili. In Emilia-Romagna, questo approccio è stato adottato per creare i quadri conoscitivi a supporto della pianificazione territoriale con particolare riferimento alla Strategia per il Cambiamento Climatico, al Piano di Gestione Rischio Alluvioni (PRGA) e alla Pianificazione dello Spazio Marittimo (MSP), nonché per le valutazioni necessarie alla progettazione degli interventi di difesa costiera.

In accordo con l'assunto che conoscere il passato può aiutare ad affrontare il futuro, l'approccio geologico offre basi solide per proiezioni attendibili sulle condizioni future della costa nonché per ipotizzare possibili soluzioni per mitigare gli effetti dei cambiamenti climatici.

Sulla base di queste premesse è stato progettato questo documento, in cui sono stati raccolti i risultati di indagini, analisi specialistiche e studi sulla geologia della fascia marino-costiera dell'Emilia-Romagna svolte nell'ambito di una collaborazione pluridecennale tra la Regione Emilia-Romagna e l'Istituto di Scienze Marine (ISMAR) del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR) di Bologna.

Il documento si propone di condividere le esperienze maturate e una metodologia per lo studio geologico delle coste basse e sabbiose, supportata da esempi concreti, nell'intento di rappresentare una guida operativa per una gestione più efficace dei rischi e per l'elaborazione di misure di pianificazione territoriale adeguate al contesto di cambiamento climatico che stiamo vivendo.

Il lavoro è rivolto, in modo particolare, alle strutture tecniche e gestionali delle Regioni, dei Comuni costieri e di altri Enti che operano in questo ambito territoriale per la costruzione dei quadri conoscitivi.

La guida si sviluppa attraverso diversi argomenti tra essi correlati che vertono intorno alla caratterizzazione geologica della fascia marino-costiera. Ciascuna sezione contiene una premessa generale seguita dalla trattazione estesa delle applicazioni e delle conoscenze sviluppate in Emilia-Romagna sull'argomento.

La sezione “Le conoscenze di base” comprende tre capitoli in cui sono illustrate le informazioni basilari per la costruzione di un quadro conoscitivo completo. Nei capitoli 1 e 2 sono sintetizzate le conoscenze sulla geologia e la geomorfologia della fascia marino-costiera. Molte delle informazioni riportate derivano da dati pregressi, in buona parte deducibili da studi passati di Regione Emilia-Romagna e CNR-ISMAR di Bologna, dalla letteratura scientifica e dagli strumenti cartografici già disponibili, ad esempio provenienti dal progetto di Cartografia Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (CARG). Il capitolo 3, relativo agli aspetti oceanografici e ai flussi sedimentari, è proposto per evidenziare la stretta correlazione tra le dinamiche meteo-marine e i processi sedimentari costieri.

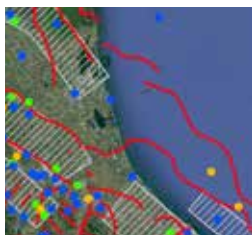
La sezione “Banche dati e cartografia” si apre con il capitolo 4 che presenta le banche dati sviluppate in Emilia-Romagna per la gestione di tutte le informazioni disponibili in ambito costiero e che rappresentano la base per la progettazione delle nuove analisi. Il capitolo 5 porta in rassegna i metodi di analisi e i prodotti cartografici e di modellazione tridimensionale sviluppati negli ultimi anni.

La parte centrale e innovativa della guida è racchiusa nella sezione “Lo studio tra la terra e il mare” in cui sono presentati i risultati delle indagini geognostiche e geofisiche (cap. 6) e delle analisi di laboratorio (cap. 7), alcune mai applicate prima a questo contesto territoriale. Il capitolo 8 riporta l'interpretazione di questi dati e le ricostruzioni geologiche utilizzando l'analisi stratigrafico-sedimentologiche e la correlazione tra i dati acquisiti a terra e a mare; da qui emerge la caratterizzazione della spiaggia attiva.

La sezione “Rischi costieri”, che comprende il capitolo 9, vuole mostrare come l'approccio geologico, delineato nei capitoli precedenti, costituisca un bagaglio conoscitivo imprescindibile per affrontare l'analisi delle criticità del litorale, alla luce dello stretto legame tra fattori geologici e fenomeni quali erosione, inondazione costiera, subsidenza, ecc.

Infine, nella sezione “casi di studio” sono illustrate due applicazioni concrete del metodo proposto realizzate in due aree strategiche del litorale emiliano-romagnolo (Scanno di Goro e Lidi ferraresi) che esemplificano i risultati che si possono ottenere attraverso uno studio integrato come quello proposto.

LE CONOSCENZE DI BASE



1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STRATIGRAFICO 12
 - 1.1. Il contesto geodinamico e la sismicità della costa
 - 1.2. La subsidenza naturale
 - 1.3. L'assetto stratigrafico e l'evoluzione recente della piana costiera
 - 1.4. Il cambiamento climatico olocenico e la risposta del territorio



2. LA CARATTERIZZAZIONE MORFOLOGICA 23
 - 2.1. L'assetto altimetrico
 - 2.2. L'assetto batimetrico
 - 2.3. Gli elementi geomorfologici della costa



3. ASPETTI OCEANOGRAFICI E FLUSSI SEDIMENTARI 33
 - 3.1. Caratteristiche fisiografiche del bacino Adriatico
 - 3.2. Apporti fluviali
 - 3.3. Circolazione del bacino
 - 3.4. Dinamica sedimentaria litoranea
 - 3.5. Le mareggiate, le maree e "l'acqua alta"
 - 3.6. Variazione del livello del mare: passato, presente e futuro



Lo studio della fascia costiera, sia esso finalizzato a sviluppare un quadro conoscitivo o a interventi gestionali e ingegneristici, non può prescindere dai dati geologici, geomorfologici e oceanografici che consentono di caratterizzare il sito e di calibrare gli interventi alla naturale propensione del territorio.

Questo lavoro pone l'attenzione soprattutto sullo studio della fascia di transizione tra la piana costiera e il mare ovvero su quella zona chiamata spiaggia attiva, dove si gioca la capacità evolutiva del sistema costiero e la sabbia è in equilibrio dinamico e si muove sotto l'azione del vento, delle onde e delle correnti, interagendo con le infrastrutture costruite dall'uomo nei secoli. La spiaggia attiva trae origine dall'evoluzione sedimentaria recente ma discende da quella passata, quella geologica, testimoniata dal suo substrato.

Un quadro conoscitivo capace di descrivere la complessità del sistema mare-costa deve quindi necessariamente includere sia la ricostruzione geologica del litorale, che definisce l'architettura stratigrafica e litologica del sottosuolo/sottofondo, sia le caratteristiche meteo-marine da cui dipendono i contributi di onde e correnti ai processi di erosione, trasporto e deposizione dei sedimenti.

La guida individua quelle conoscenze geologiche che sono fondamentali e imprescindibili per la caratterizzazione e la gestione del litorale che, nel caso dell'Emilia-Romagna, è caratterizzato da coste basse e sabbiose:

- inquadramento geodinamico al fine di valutare se processi crostali profondi possono influenzare il sistema costiero in termini di pericolosità sismica e di subsidenza;
- caratterizzazione dei movimenti del suolo poiché in una piana costiera bassa, la subsidenza, in combinazione con la risalita del livello del mare e in mancanza di significativi apporti sedimentari da parte dei fiumi, può favorire l'annegamento di porzioni di terraferma e l'avanzata del mare;
- analisi stratigrafica del sottosuolo per ricostruire l'organizzazione dei depositi sedimentari

e dei corpi geologici nel sottosuolo e comprendere come tale assetto possa influenzare l'equilibrio del territorio costiero;

- ricostruzione dettagliata dei sistemi deposizionali per capire l'origine dei depositi presenti nel sottosuolo e la loro evoluzione, anche in risposta alle forzanti climatico-eustatiche;
- riconoscimento delle morfologie costiere per avere informazioni sull'assetto geomorfologico e sulle principali dinamiche sedimentarie alle foci fluviali, in corrispondenza delle maggiori opere portuali e lungo la costa (trasporto lungo costa, rip current ecc.);
- definizione della dinamica sedimentaria litorale al fine di ricostruire i movimenti delle sabbie, di riconoscere le aree di alimentazione e i processi che causano perdita di sedimento utile al mantenimento della spiaggia, di comprendere le relazioni che intercorrono tra apporti fluviali ed evoluzione della spiaggia;
- individuazione e caratterizzazione della spiaggia attiva, per avere una conoscenza specifica del corpo geologico su cui si concentrano la maggior parte degli interessi della comunità umana in ambito costiero.

In questa fase preliminare di studio, è opportuno acquisire i risultati dei lavori precedenti che hanno trattato, anche in parte, queste tematiche. Si consiglia la consultazione di:

- studi specifici: articoli scientifici, report tecnici;
- quadri conoscitivi pregressi: piani territoriali e di settore;
- cartografie: cartografia geologica e tematica esistente (ad esempio CARG, cartografia degli enti locali) e note illustrative correlate.

Tutte queste informazioni, integrate tra loro, danno forma a un quadro conoscitivo di riferimento sulla base del quale è possibile progettare le indagini e le analisi specialistiche necessarie a dettagliare il caso oggetto di studio e a supportare gli interventi in divenire di difesa e gestione del litorale.

1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STRATIGRAFICO

1.1. Il contesto geodinamico e la sismicità della costa

La piana costiera emiliano-romagnola si colloca nel settore esterno del bacino sedimentario di avanfossa sviluppatosi sopra la placca adriatica in subduzione, frontalmente al margine della catena appenninica. Questo bacino è stato interessato, a partire dal Pliocene (circa 5,3 milioni di anni fa), dalle più recenti fasi di deformazione compressiva che hanno dato origine all'Appennino.

Il sottosuolo della costa corrisponde al fronte appenninico più avanzato, profondamente strutturato e sepolto al di sotto di una spessa coltre di sedimenti plio-pleistocenici, relativamente poco deformati (Fig. 1.1).

Nella porzione settentrionale della piana costiera, il fronte sepolto della catena appenninica è arcuato, orientato circa NO-SE, e si sviluppa nell'entroterra a una distanza di decine di chilometri dal litorale, verso sud con andamento più lineare e stessa orientazione, oltrepassa la linea di riva proseguendo direttamente nel sottofondo marino (Fig. 1.2).

L'evoluzione della pianura e della costa emiliano-romagnola è stata profondamente condizionata dai movimenti tettonici di queste strutture sepolte, alcune faglie e sovrascorrimenti sono attivi ancora oggi e a essi è associata una sismicità che si manifesta, in particolare, nella costa ravennate e riminese (Fig. 1.2). Queste strutture producono nel territorio costiero frequenti terremoti generalmente di bassa intensità e occasionalmente eventi devastanti che possono indurre altri pericolosi fenomeni quali tsunami e liquefazione delle sabbie, come i terremoti storici del 1916 e del 1672.

Durante la sequenza sismica che ha interessato il territorio di Rimini e Riccione, tra il 17 maggio e il 16 agosto del 1916, si registrarono effetti di intensità epicentrale pari a 8 della scala

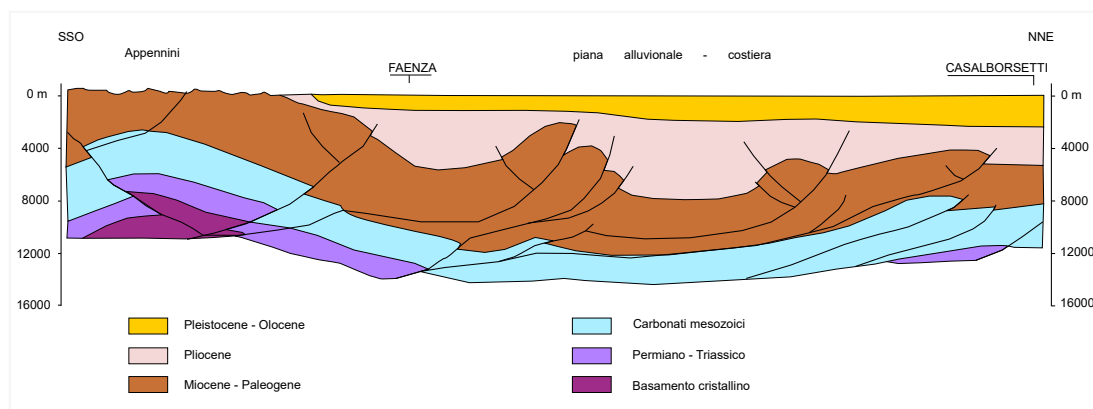


Figura 1.1. Sezione geologica (modificata da [1]) che riassume l'assetto strutturale del margine orientale della catena appenninica e del sottosuolo della piana alluvionale e costiera. Si osserva, la prosecuzione nel sottosuolo della catena appenninica a nord, la risalita verso la superficie di strati profondi e antichi, impilati in falde tettoniche e faglie e piani di sovrascorrimento che attraversano e dislocano la successione più recente. I depositi pleistocenici e olocenici, diventano più spessi verso nord e ricoprono e sigillano queste strutture.

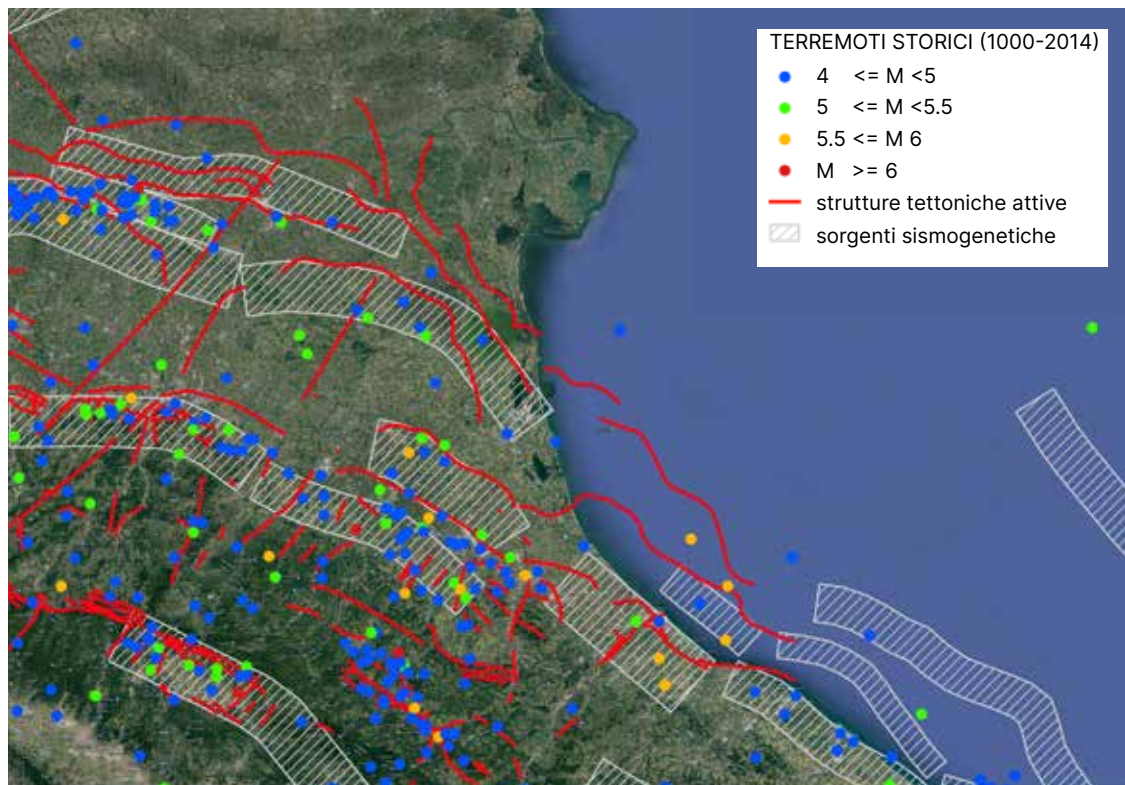


Figura 1.2. Strutture tettoniche attive e potenzialmente attive (tratta da [1]) ed epicentri dei principali terremoti nel periodo 1000-2014 ($MW \geq 4$) nel settore costiero dell'Emilia-Romagna. Le sorgenti sismogenetiche derivano dal database delle sorgenti sismogenetiche [2].

Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS) ovvero di magnitudo equivalente tra 5.7 e 5.8, accompagnati anche da onde marine anomale.

Il disastroso terremoto che nel 1672 colpì la costa riminese con epicentro in prossimità di San Marino, danneggiò molto gravemente quasi tutti gli edifici di molte località costiere [3]. In conseguenza del sisma si verificò anche uno tsunami che i testimoni dell'epoca descrivono come un ritiro del mare seguito da un'inondazione della riva per circa 15 metri e un'agitazione marina insolitamente forte [4]. Altri tsunami sono stati segnalati nel 1624 a Comacchio e nella costa ferrarese e, nel 1875, a Cervia e a Cesenatico, sempre a seguito di terremoti [3; 4]. Nel primo caso, fu l'acqua continentale delle valli che si sollevò per riversarsi sulle spiagge, nel secondo caso fu registrato un moto ondoso anomalo, allagamenti di spiagge e di zone portuali e anche fenomeni di liquefazione delle sabbie costiere.

In termini di pericolosità sismica, con riferimento alla normativa nazionale vigente in materia sismica, il settore costiero meridionale risulta soggetto a possibili terremoti di massima intensità fino a magnitudo pari a 6 della scala Richter; i valori tendono a diminuire verso nord dove, nel ferrarese, i massimi terremoti di riferimento si attestano intorno a una magnitudo pari a 5 della scala Richter. L'accelerazione massima orizzontale su terreno rigido, che è un parametro importante per la valutazione degli effetti dello scuotimento quando le onde sismiche raggiungono la superficie, varia tra un minimo di $0.063 \cdot g$ (g =accelerazione di gravità pari a 9.8 m/s^2) e un massimo di $0.185 \cdot g$, con i valori più bassi nella parte settentrionale e i più alti nella parte centro-meridionale (Fig. 1.3) [5]. Per la valutazione degli impatti dei terremoti sul territorio costiero, oltre a questi valori di base, è necessario considerare l'amplificazione delle onde sismiche, che le condizioni topografiche e stratigrafiche locali possono indurre, e quindi l'accelerazione attesa al sito (a_{\max}); a questo proposito si ricorda che i riferimenti tecnici sono gli indirizzi per la microzonazione sismica predisposti dalla Regione Emilia-Romagna per la pianificazione urbanistica [6] e le Norme Tecniche per le Costruzioni [7] per la progettazione e realizzazione di opere.

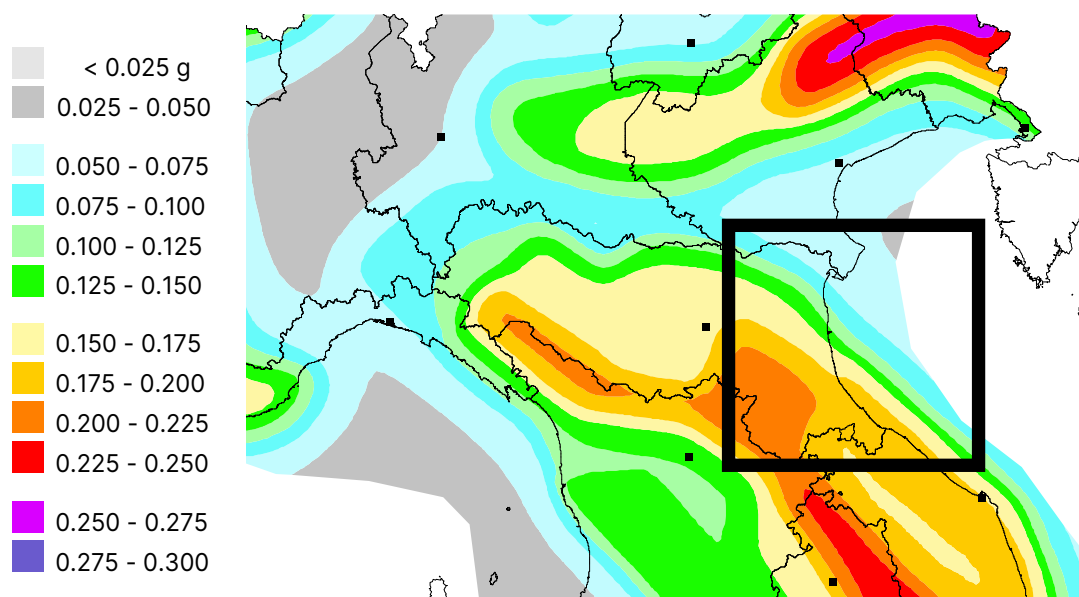


Figura 1.3. Stralcio della mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale espressa in termini di accelerazione massima del suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli rigidi ($V_s > 800\text{ m/s}$; cat.A, punto 3.2.1 del D.M. 14.09.2005) [5]. Il box in nero individua il settore costiero emiliano-romagnolo.

1.2. La subsidenza naturale

La piana costiera emiliano-romagnola è caratterizzata dal fenomeno della subsidenza, ovvero dall'abbassamento del suolo, legato a cause naturali quali le dinamiche crostali, la compattazione dei sedimenti e i processi diagenetici che caratterizzano il contesto geologico in cui la costa si colloca. A questi fattori si sovrappongono gli effetti dell'attività antropica che sono in grado di aggravare in modo considerevole il fenomeno.

Negli studi costieri la subsidenza è un processo da investigare e quantificare in quanto può avere impatti negativi sull'ambiente e sulle infrastrutture presenti, favorendo l'erosione del litorale e l'ingressione di acqua marina nell'entroterra, influenzando inoltre la circolazione delle acque superficiali. La distinzione tra contributo naturale e contributo antropico alla subsidenza totale misurata diviene fondamentale per comprendere la propensione intrinseca del territorio al fenomeno e le conseguenze dell'impatto delle attività umane. Per quanto riguarda la piana costiera emiliano-romagnola, essa risulta naturalmente soggetta a una subsidenza naturale significativa.

Il tasso massimo di subsidenza associata ai processi geodinamici in atto, in particolare alla deformazione della placca adriatica in subduzione sotto la catena appenninica è stato valutato intorno a 1 mm/anno [8; 9]. Questo valore si manifesta in corrispondenza del margine della catena appenninica e della antistante piana alluvionale e costiera e diminuisce progressivamente fino ad annullarsi verso NE, in direzione delle porzioni crostali relativamente poco deformate.

Un ulteriore contributo fondamentale alla subsidenza naturale è dato dalla compattazione della successione sedimentaria ovvero dalla riduzione di spessore degli intervalli stratigrafici argillosi a causa del carico litostatico. La quantificazione di questo contributo mostra una marcata variabilità delle stime che dipende dal metodo di analisi utilizzato (si veda l'approfondimento di seguito) e, pertanto, spesso non è possibile individuare univocamente quali siano i valori di riferimento attribuibili ai processi naturali.

In linea generale, gli studi pregressi stimano valori di subsidenza naturale assai variabili, da meno di 1 mm/anno fino a 12 mm/anno con i massimi valori in corrispondenza del delta del Po. Le mi-

sure raccolte, nell'ambito delle attività di questo studio, evidenziano che la compattazione dei depositi recenti olocenici (i primi 30 metri circa) fornisce un contributo massimo di circa 1 m/anno mentre per gli strati più profondi rimane difficile separare il processo di consolidazione naturale da quello indotto dalle attività antropiche come il pompaggio di fluidi dal sottosuolo.

In particolare...

Le stime della subsidenza naturale

Il calcolo della subsidenza naturale, elaborato attraverso un approccio modellistico, ha fornito valori variabili da 0.5 a 4 mm/anno, con valori massimi concentrati nel settore del delta padano che decrescono radialmente allontanandosi da questo settore (Fig. 1.4).

Considerando ulteriori informazioni di natura stratigrafica, si è osservato che la distribuzione della subsidenza presenta una maggiore complessità [11], evidenziando una corrispondenza tra tassi, assetto strutturale sepolto e spessori della successione sedimentaria.

I valori massimi sono stati stimati nel delta padano, compresi tra 3 a oltre 12 mm/anno e sono stati attribuiti interamente al processo di consolidazione dei depositi fini dell'Olocene [12].

Misure dirette dell'abbassamento del suolo dovute alla compattazione della successione olocenica sono attualmente acquisite da parte della Regione in due stazioni della costa strumentate con estensimetro (Gorino e Lido di Classe) e mostrano risultati differenti rispetto alle stime indirette. In particolare, la stazione di Gorino, presso il delta del Po, mostra forti oscillazioni stagionali ma non è chiara una tendenza sul lungo periodo, mentre la stazione di Lido di Classe, nella costa ravennate, presenta un chiaro abbassamento progressivo del suolo pari ad un tasso di circa 0.75 mm/anno, verosimilmente da attribuire totalmente a cause naturali.

Ulteriori informazioni provengono da un assestometro di proprietà ENI-Agip, ubicato in prossimità della foce del fiume Reno e ancorato a 30 metri di profondità. Le registrazioni iniziano nel 1998 e mostrano un primo periodo di significativo abbassamento (circa 0.8 mm/anno nel periodo 1998-2004) e uno successivo con lievissimi abbassamenti (circa 0.13 mm/anno nel periodo 2004-2017), andamento possibilmente da ricondurre al progressivo esaurimento dei processi di consolidazione.

Lungo la costa sono presenti ulteriori tre assestometri di ENI-Agip, ancorati più in profondità, fino a 370 metri (Tab. 1.1). I tassi di variazioni dello spessore delle successioni indicano una generale compattazione con conseguente abbassamento del suolo compreso tra circa 1 e 3 mm/anno.

I valori di subsidenza totale misurata in corrispondenza degli assestometri mediante tecnica GPS (Tab. 1.2) sono decisamente più alti rispetto al contributo della compattazione

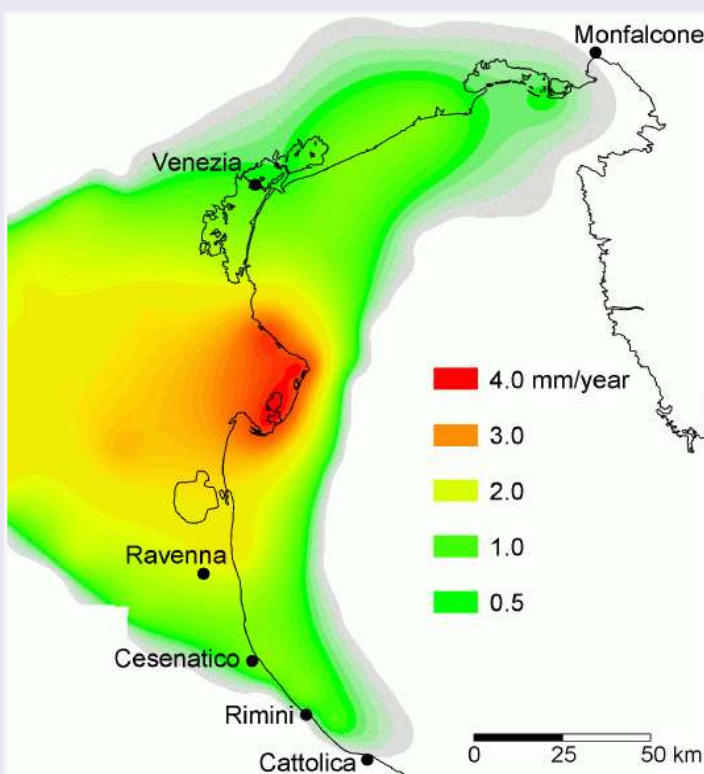


Figura 1.4. Tassi di subsidenza naturale calcolati attraverso un approccio modellistico nella piana costiera emiliano-romagnola, veneta e friulana [10].

dei depositi recenti (ad eccezione dell'assestometro Rubicone), fatto che suggerisce l'esistenza di ulteriori cause dell'abbassamento da ricercare più in profondità. Lo schiacciamento della successione sedimentaria recente registrato dagli assestimetri, inoltre, può avere origine da fattori naturali (ad es. compattazione per carico litostatico) e da fattori antropici (ad es. decompressione degli acquiferi per estrazione di fluidi dal sottosuolo).

Un altro approccio per la stima diretta della subsidenza naturale totale consiste nel confronto dell'altimetria del territorio attraverso l'analisi dei dati di livellazione topografica acquisiti precedentemente al massiccio sfruttamento del sottosuolo. Nel periodo 1897-1957, i tassi di abbassamento del suolo così calcolati sono compresi tra 3 e 5 mm/anno nel riminese e nel

assestometro	Profondità ancoraggio (metri)	Tasso medio (mm/anno - periodo)
Spinaroni -PCTA	336	2.78 (1997-2015), 0.0 (2015-2017), 2.46 (1997-2017)
Smarlacca	30	0.82 (1998-2004), 0.13 (2004-2017), 0.32 (1998-2017)
Smarlacca	336	0.96 (1998-2017)
Fiumi Uniti	148	1.96 (1994-2017)
Fiumi Uniti	370	2.04 (1994-2017)
Rubicone	325	2.50 (2009-2017)

Tabella 1.1. Tassi di compattazione verticale delle successioni sedimentarie, valutati attraverso la misura degli assestimetri di proprietà ENI-AGIP.

assestometro	GPS - abbassamento medio periodo 2002-2021 (mm/anno)
Spinaroni -PCTA	7
Smarlacca	6
Fiumi Uniti	13
Rubicone	3

Tabella 1.2. Abbassamento totale del suolo misurato da stazione GPS posizionata presso ciascun assestometro.

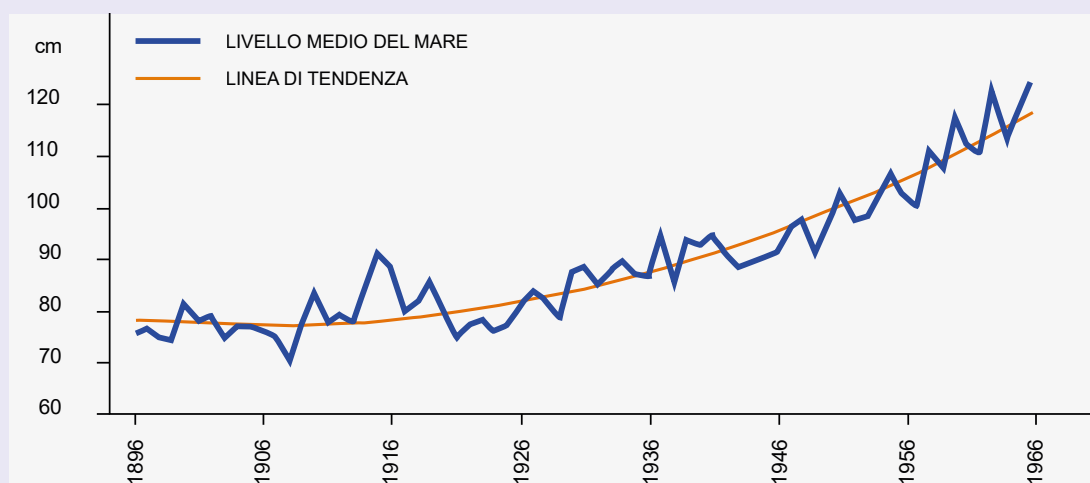


Figura 1.5. Livello del mare medio annuo misurato dal mareografo di Porto Corsini nel periodo 1896-1966 (modificato da [13]). Il grafico evidenzia l'innescò della subsidenza antropica. La variazione del mare misurata è relativa e si può attribuire alla subsidenza e all'eustatismo. Il contributo eustatico è stato costante per tutto il periodo considerato e stimato pari a circa 1.4 mm/anno [14]. La rapida impennata del livello relativo del mare successiva al 1946 è attribuibile, pertanto, all'aumento della subsidenza totale.

ravennate, con progressiva crescita dei valori da sud verso nord, e compresi tra 5 e 8 mm/anno nel settore ferrarese con valori di picco in corrispondenza del delta del Po [14; 15; 16]. In questo periodo, anche se i fattori naturali sono dominanti, localmente interferiscono alcune attività antropiche come le estese bonifiche nel ferrarese e le estrazioni di acque metanifere nel delta del Po, intense dal 1938 al 1961 [15]. L'inizio del pesante contributo antropico alla subsidenza avviene nel dopoguerra, con una recrudescenza del fenomeno soprattutto a partire dagli anni '60 (Fig. 1.5), fino agli anni '80 quando le politiche regionali hanno varato provvedimenti contro il fenomeno.

1.3. L'assetto stratigrafico e l'evoluzione recente della piana costiera

Il riempimento sedimentario dell'avanfossa appenninica è stato controllato da una serie di fattori che hanno agito con tempi e intensità differenti: da un lato la subsidenza naturale, da cui dipende la creazione di spazio disponibile per la sedimentazione, dall'altro l'apporto di sedimento da parte dei corsi d'acqua appenninici e del fiume Po; a questi si sommano gli effetti delle variazioni climatiche e glacio-eustatiche, in grado di influenzare, insieme alla subsidenza, lo spazio disponibile per i sedimenti, la natura degli stessi e l'organizzazione stratigrafica della successione sedimentaria.

I sedimenti depositi nel Quaternario, presentano uno spessore massimo di oltre 2000 metri che si è accumulato grazie alla forte subsidenza naturale di questo settore e alla continua alimentazione di sedimenti da parte dei corsi d'acqua, di sedimenti. Il bacino marino, al tempo della deposizione di questa successione sedimentaria, si presentava come un ampio golfo confinato dai rilievi alpini e appenninici, che si estendeva nei territori dell'attuale Pianura Padana. Il riempimento di tale bacino è avvenuto attraverso l'erosione delle terre emerse, il trasporto dei sedimenti da parte dei fiumi e i processi di deposizione in mare ed è stato influenzato da diverse fasi di intensa attività tettonica e drastiche variazioni delle condizioni climatiche e del livello del mare. Da un punto di vista stratigrafico, il progressivo riempimento del bacino sedimentario di avanfossa è registrato dal passaggio da sedimenti tipici di ambienti marini, prevalenti alla base della successione, a quelli continentali dominanti verso il tetto. I depositi più recenti del Pleistocene medio-Olocene, pur registrando anch'essi una tendenza verso la diffusione degli ambienti deposizionali continentali, presentano al loro interno una alternanza di sequenze alluvionali e marine che riflette la ciclicità glacio-eustatica del tardo Quaternario. Da un punto di vista litologico si tratta di alternanze metriche di livelli prevalentemente argilloso-limosi e livelli prevalentemente sabbioso-ghiaiosi (Fig. 1.6).

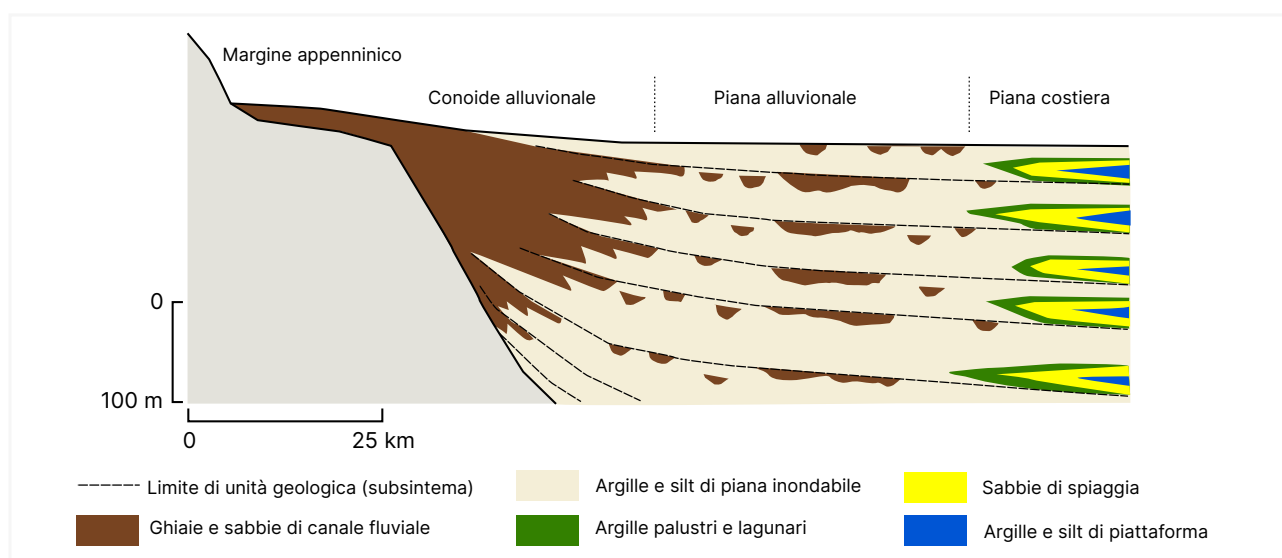


Figura 1.6. Schema stratigrafico-geologico della successione del Quaternario tra il margine appenninico e la linea di riva (modificato da [17]). Si notino le alternanze tra livelli prevalentemente ghiaioso-sabbiosi (in marrone e giallo) e livelli prevalentemente limoso-argillosi (in beige, verde e blu), che testimoniano rispettivamente la ciclica avanzata delle conoidi alluvionali e del mare.

1.4. Il cambiamento climatico olocenico e la risposta del territorio

I primi 30-40 metri del sottosuolo della piana costiera sono caratterizzati dalla presenza del ciclo sedimentario deposto negli ultimi 10.000 anni ovvero nel periodo compreso tra la fine dell'ultima glaciazione e l'Attuale.

Lo studio di questo ciclo ha permesso di ricostruire l'evoluzione geologica di questo settore della pianura emiliano-romagnola che è fondamentale per comprendere le dinamiche costiere passate, attuali e future.

Durante l'ultima epoca glaciale e tardo-glaciale, intorno a 20.000-18.000 anni fa [18], il livello del mare era circa 120 metri più basso di quello attuale, la linea di costa disegnava un ampio golfo all'altezza della città di Pescara e tutto l'alto Adriatico era occupato da una pianura alluvionale (Fig. 1.7). L'attuale territorio litoraneo era solcato da ampi fiumi (l'antico Po e i fiumi appenninici) caratterizzati da portate idrauliche e da carichi sedimentari ben maggiori di quelli odierni [19; 20; 21; 22].

Il miglioramento climatico che seguì nei millenni successivi [18] determinò, tra 12.000 e 5.500 anni fa, la risalita del livello del mare (trasgressione) e l'arretramento della linea di riva per centinaia di chilometri verso nord. Nella fase di massima ingressione marina, intorno a 5.500 anni fa, la linea di costa si era assestata circa 30 km più a ovest dell'attuale (Figg. 1.7 e 1.8); [19; 23; 24].



Figura 1.7. Ubicazione della linea di costa in due momenti della recente storia geologica: in bianco durante l'ultimo acme glaciale, quando il livello del mare era circa 120 metri più basso di quello attuale; in rosso in corrispondenza dell'acme della trasgressione olocenica, quando il mare invadeva una larga parte della Pianura padana e della pianura veneto-friulana (da [17]).



Figura 1.8. Posizione delle spiagge (linea verde) e limite delle acque salmastre (linea blu) al momento della massima ingressione marina dell'ultimo ciclo glaciale-interglaciale (da [17]).

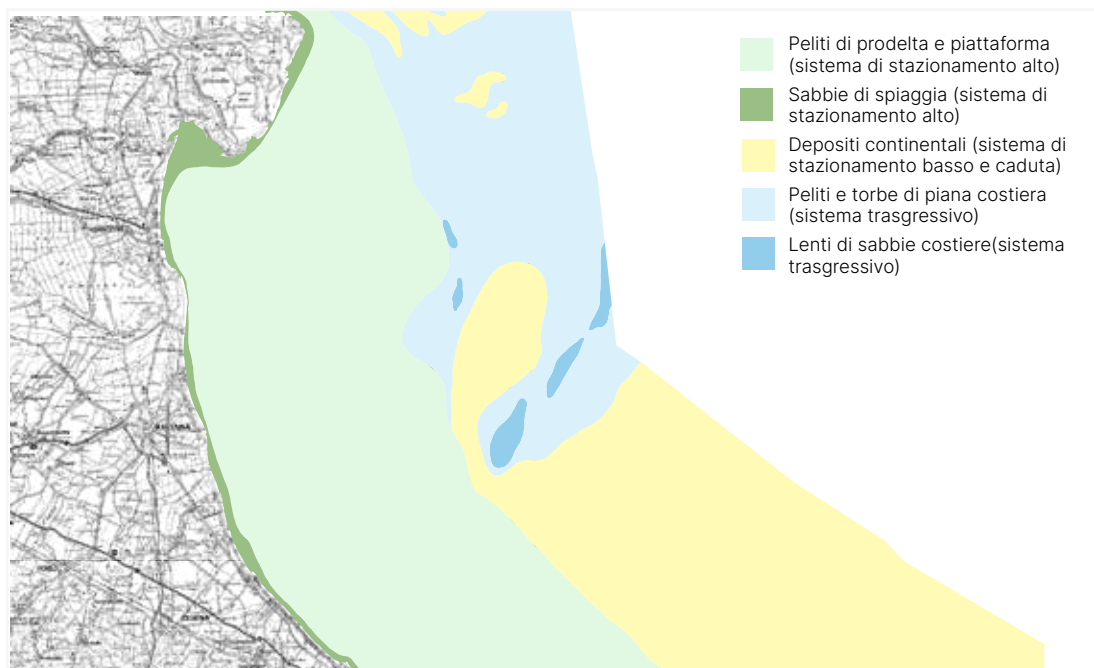


Figura 1.9. Carta Geologica dei Mari Italiani Foglio NL 33-10 Ravenna; si osservano in azzurro i depositi sabbiosi ascrivibili a spiagge relitte sommerse che attestano antiche linee di riva impostatesi durante la risalita del livello del mare.

La testimonianza di questo nuovo assetto paleogeografico la troviamo al largo della piattaforma adriatica in cui sono presenti lembi di spiagge relitte affioranti sui fondali a una profondità compresa fra 30 e 50 metri (Fig. 1.9), che documentano fasi di relativa permanenza della linea di riva in un generale contesto di rapido arretramento [25; 26; 23; 27].

A partire da 5.500 anni fa, con la stabilizzazione del livello del mare, inizia la fase regressiva durante la quale, grazie all'apporto di sedimento da parte dei fiumi, l'ampio golfo delineatosi al termine della fase trasgressiva a nord di Cervia, viene progressivamente colmato di sedimenti e il sistema litorale inizia ad avanzare (progradazione) fino alla posizione che conosciamo oggi.

La storia più recente della piana costiera emiliano-romagnola è stata influenzata ancora una volta dalle variazioni del clima e, in particolare, dai cicli ad alta e ad altissima frequenza che si sono sovrapposti al ciclo post-glaciale iniziato circa 10.000 anni fa. Se la tendenza generale durante l'Olocene è stata quella di un miglioramento climatico, accompagnato da una rapida risalita del livello marino e dalla successiva stabilizzazione, all'interno del medesimo periodo si è assistito, alla scala delle centinaia e decine di anni, all'alternanza di fasi di deterioramento climatico e fasi di condizioni più miti [28; 29]. In particolare, nella storia post-romana, due periodi climatici sono particolarmente significativi e ben documentati: l'Ottimo Climatico Medievale, dal IX al XIV secolo, e la più recente Piccola Età Glaciale, dalla metà del XIV alla metà del XIX secolo [30].

Durante l'Ottimo Climatico Medievale, nel territorio costiero vengono riconosciute oscillazioni del livello del mare con il massimo sollevamento e ingressione marina tra il IX e il X secolo [29] e il conseguente allagamento di aree precedentemente bonificate dai romani.

Alla Piccola Età Glaciale sono associati numerosi fenomeni di dissesto idrogeologico (alluvioni, impaludamenti, frane ecc.) che testimoniano un generale aumento della piovosità e dell'intensità degli eventi. Nella prima metà del XVI secolo e in tutto il XVII e il XVIII secolo, si assiste, in particolare, alla forte progradazione del delta padano e delle foci dei fiumi appenninici. L'aumento del trasporto solido dei fiumi sarebbe documentato, tra la seconda metà del XVI secolo alla fine del XVI secolo e agli inizi del XVII secolo, anche dal completo insabbiamento dei porti della costa emiliano-romagnola quando le esondazioni erano particolarmente fre-

quenti a causa del sovralluvionamento degli alvei fluviali [31]. Recenti studi sul delta padano [32; 33; 22], hanno messo in evidenza l'espansione della successione sedimentaria olocenica negli ultimi 600 anni circa, confermando come il deterioramento climatico della Piccola Età Glaciale abbia determinato l'aumento del trasporto solido e la conseguente progradazione di circa 25 km del delta padano nel mare Adriatico e la deposizione di una spessa coltre sedimentaria.

Le recenti sofferenze del litorale emiliano-romagnolo, ovvero l'erosione della spiaggia e l'ingressione marina, sono state inquadrate nel contesto delle variazioni climatiche alla scala delle centinaia e decine di anni [34; 35] come effetto della riduzione dell'apporto solido successivo alla Piccola Età Glaciale.

L'evoluzione geologica di questo settore della pianura emiliano-romagnola nel periodo compreso tra la fine dell'ultima glaciazione e l'attuale è stata ricostruita grazie allo studio stratigrafico e sedimentologico del ciclo sedimentario trasgressivo-regressivo presente nei primi 32-34 metri del sottosuolo della piana costiera [21; 24; 26]. Dal basso verso l'alto, il ciclo mostra il passaggio dai depositi alluvionali pleistocenici, relativi all'ultima glaciazione, ai depositi marino-costieri olocenici che testimoniano la successiva fase di riscaldamento climatico, lo scioglimento dei ghiacciai e il conseguente sollevamento del livello marino. La porzione trasgressiva del ciclo è caratterizzata dai depositi paralici di piana costiera (ovvero di transizione tra terra e mare) e marini, in appoggio sui depositi di piana alluvionale pleistocenica, che documentano la rapida risalita del livello del mare. La porzione regressiva è costituita da uno spesso cuneo di sedimenti che registra la stabilizzazione del livello del mare e la crescita e l'avanzamento verso est dei sistemi deltizi e di spiaggia (Fig. 1.10).

Questo avanzamento è avvenuto attraverso fasi distinte di attivazione e disattivazione delle foci fluviali e ha conferito alla piana costiera, in età storica, un particolare assetto stratigrafico/geomorfologico frutto della giustapposizione dei lobi deltizi e dei cordoni litorali [30; 34]. L'attuale sistema deltizio del fiume Po si sviluppa nel margine nord-orientale della costa regionale ed è in continuità con il delta moderno sviluppatosi a partire dal XVII secolo. Nel settore centrale, in corrispondenza della costa ferrarese e ravennate, si trova una antica piana deltizia fossilizzata che è stata alimentata, a nord, da rami padani fortemente attivi fino al Medioevo e, a sud, dai corsi d'acqua appenninici che, dal V al XVIII secolo, costruirono antiche cuspidi deltizie. Nel complesso, nel corso degli ultimi cinque secoli, la piana costiera è cresciuta con un avanzamento massimo della linea di riva di circa 25 km nel settore settentrionale [37]. Durante lo stesso periodo, nel settore centrale la linea di riva è avanzata di circa 2-5 km. Nel settore meridionale, la piana costiera ha attraversato cicli di erosione e crescita e la sua ampiezza è rimasta 1 km circa negli ultimi secoli.

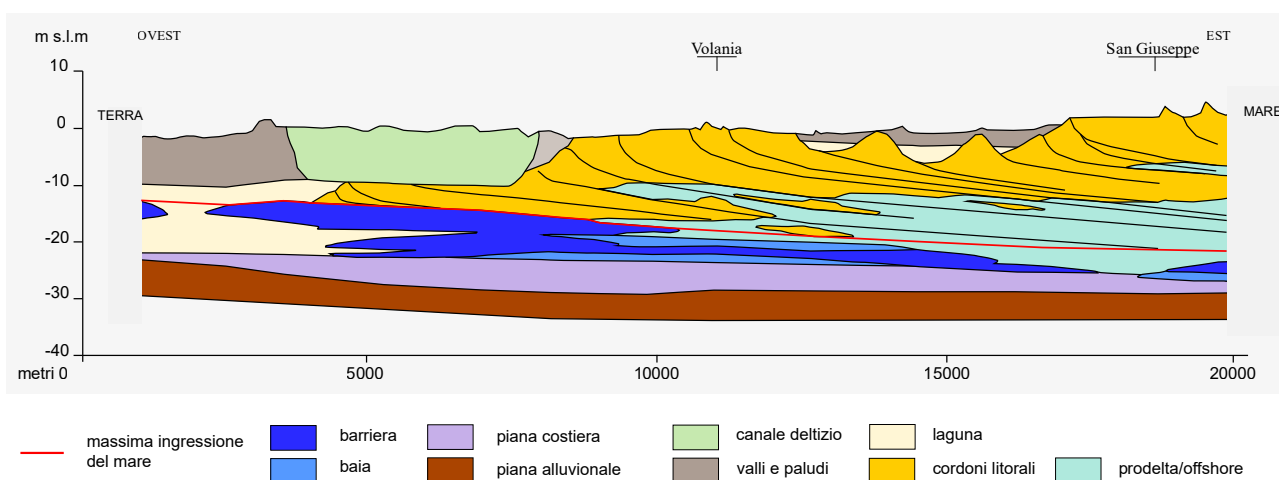


Figura 1.10. Sezione geologica della successione olocenica a nord della foce del fiume Reno, con orientazione est-ovest. La sezione mostra il ricoprimento dei depositi continentali (in marrone) da parte di quelli marini, lo spostamento progressivo delle barriere trasgressive (in blu) verso terra e il successivo avanzamento dei cordoni litorali e dei lobi deltizi verso mare (in arancio).

BIBLIOGRAFIA

- [1] Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna e aree limitrofe (2016). A cura di Martelli L. (coord.), Bonini M., Calabrese L., Corti G., Ercolessi G., Molinari F. C., Piccardi L., Pondrelli S., Sani F. & Severi P., Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico Sismico e dei Suoli.
- [2] DISS Working Group (2021). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.3.0: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/diss3.3.0>.
- [3] Guidoboni E., Ferrari G., Tarabusi G., Sgattoni G., Comastri A., Mariotti D., Ciuccarelli C., Bianchi M.G., Valensise G. (2019). CFTI5Med, the new release of the catalogue of strong earthquakes in Italy and in the Mediterranean area, *Scientific Data* 6, Article number: 80. <https://doi.org/10.1038/s41597-019-0091-9>
- [4] Maramai A., Graziani L., & Brizuela B. (2019). Italian Tsunami Effects Database (ITED). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/tsunami/ited.1.0>
- [5] INGV (2004). Pericolosità sismica di riferimento per il territorio nazionale. Ordinanza PCM 3519 del 28 aprile 2006, All. 1b.
- [6] Regione Emilia-Romagna (2021). Delibera Giunta regionale n. 476 del 12 aprile 2021 - Aggiornamento dell' "Atto di coordinamento tecnico sugli studi di microzonazione sismica per la pianificazione territoriale e urbanistica (artt. 22 e 49, l.r. n. 24/2017) di cui alla deliberazione della Giunta regionale 29 aprile 2019, n. 630" e Delibera Giunta regionale n. 564 del 26 aprile 2021 - Integrazione della propria deliberazione n. 476 del 12 aprile 2021 mediante approvazione dell'Allegato A "Atto di coordinamento tecnico sugli studi di microzonazione sismica per la pianificazione territoriale e urbanistica (artt. 22 e 49, l.r. n. 24/2017)".
- [7] Ministero delle Infrastrutture e dei Trasporti, Decreto 17 gennaio 2018. Aggiornamento delle Norme Tecniche per le costruzioni.
- [8] Antonioli F., Ferranti L., Fontana A., Amorosi A., Bondesan A., Braitenberg C., Dutton A., Fontolan G., Furlani S., Lambeck K., Mastronuzzi G., Monaco C., Spada G. & Stocchi P. (2009). Holocene relative sealevel changes and vertical movements along the Italian coastline. *J. Quat. Int.*, 231, 37-51.
- [9] Cuffaro M., Riguzzi F., Scrocca D., Antonioli F., Carminati E., Livani L. & Doglioni C. (2010). On the geodynamics of the northern Adriatic plate. *Rend. Fis. Acc. Lincei*, 21 (Suppl 1), 253-279.
- [10] Gambolati G. & Teatini P. (1998). Numerical analysis of land subsidence due to natural compaction of the Upper Adriatic Sea basin. *CENAS, Coastline Evolution of the Upper Adriatic Sea due to Sea Level Rise and Natural and Anthropogenic Land Subsidence*, Chapter 5, 103-131.
- [11] Carminati E. & Di Donato G. (1999). Separating natural and anthropogenic vertical movements in fast subsiding areas: the Po Plain (N. Italy) case. *Geophysical Research Letters*, 26, 2291-4.
- [12] Teatini P., Tosi L. & Strozzi T. (2011). Quantitative evidence that compaction of Holocene sediments drives the present land subsidence of the Po Delta, Italy, *J. Geophys. Res.*, 116, B08407. doi: 10.1029/2010JB008122
- [13] Caputo M., Folloni G., Gubellini A., Pieri L. & Unguendoli M. (1972). Survey and geometric analysis of subsidence in the region of Venice and its hinterland, T.R. n. 9, CNR, ISDGM, Venezia.
- [14] Salvioni G. (1957). I movimenti del suolo nell'Italia Centro-Settentrionale. *Bollettino di Geodesia e Scienze Affini*, 16, 325-366.
- [15] Caputo M., Pieri L. & Unguendoli M. (1970). Geometric investigation of the subsidence in the Po Delta, *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 13(47), 187-207.
- [16] Arca S. & Berretta G.P. (1985). Prima Sintesi Geodetica-Geologica Sui Movimenti Verticali Del Suolo Nell'Italia Settentrionale. *Bollettino di Geodesia e Scienze Affini*, 44, 125-156.
- [17] Amorosi A. & Pignone R. (2009). La pianura: geologia, suoli e ambienti in Emilia-Romagna. Pendragon.
- [18] Martinson D.G., Pisias N.G., Hayes J.D., Imbrie J., Moore T.C. & Shackleton N.J. (1987). Age dating and the orbital theory of the ice ages - development of a high-resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27, 1-29.
- [19] Veggiani A. (1973). Le trasformazioni dell'ambiente naturale del Ravennate negli ultimi millenni. *Studi Roma-*

gnoli, 24, 3-26.

- [20] Bondesan M. (1985). Quadro schematico dell'evoluzione geomorfologia Olocenica del territorio compreso fra Adria e Ravenna. In: atti della tavola rotonda 'Il Delta del Po', 24.11.1982 – Bologna. Accademia delle scienze, Istituto di Bologna, 21-36.
- [21] Amorosi A., Colalongo M., Pasini G. & Preti D. (1999). Sedimentary response to Late Quaternary sea-level changes in the Romagna coastal plain (northern Italy). *Sedimentology*, 46, 99-121.
- [22] Amorosi A., Dinelli E., Rossi V., Vaiani S. C., & Sacchetto M. (2008). Late Quaternary palaeoenvironmental evolution of the Adriatic coastal plain and the onset of Po River Delta. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 268, 80-90.
- [23] Correggiari A., Roveri M. & Trincardi F. (1996). Late-Pleistocene and Holocene evolution of the North Adriatic Sea. In: Late-Glacial and early Holocene climatic and environmental changes in Italy. *Il Quaternario: Italian Journal of Quaternary Sciences*, 9, 697-704.
- [24] Amorosi A., Fontana A., Antonioli F., Primon S. & Bondesan A. (2008). Post-LGM sedimentation and Holocene shoreline evolution in the NW Adriatic coastal. *Geoacta*, 7, 41-67.
- [25] Colantoni P., Galignani P. & Lenaz R. (1979). Late Pleistocene and Holocene evolution of the Northadriatic continental shelf. *Marine Geology*, 33, 41-50.
- [26] Colantoni P., Preti M. & Villani B. (1990). Sistema deposizionale e linea di riva olocenica sommersi in Adriatico al largo di Ravenna. *Giornale di Geologia*, 3, 52, 1-18.
- [27] Carta Geologica dei Mari Italiani in scala 1:250.000 Foglio NL 33-10 Ravenna (2001). Servizio Geologico d'Italia, Istituto di Geologia Marina CNR. Selca, Firenze.
- [28] Brückner E. (1890). Klimaschwankungen seit 1700 nebst Bemerkungen über die.
- [29] Friis-Christensen E. & K. Lassen (1991). Length of the solar cycle: an indicator of solar activity closely associated with climate. *Science* 254, 698-700.
- [30] Brazdil R., Pfister C., Wanner H., Storch H. & Luterbacher J. (2005). Historical climatology in Europe – the state of the art. *Climatic Change*, 70, 3, 363-430.
- [31] Veggiani A. (1984). Il deterioramento climatico dei secoli XVI-XVIII e i suoi effetti sulla bassa Romagna. *Studi Romagnoli*, 35, 109-124.
- [32] Correggiari A., Cattaneo A. & Trincardi F. (2005). The modern Po Delta system: Lobe switching and asymmetric prodelta growth. *Marine Geology*, 222-223: 49-74.
- [33] Stefani M. & Vincenzi S. (2005). The interplay of eustasy, climate and human activity in the Late Quaternary depositional evolution and sedimentary architecture of Po Delta System. *Marine Geology*, 222-223, 19-48.
- [34] Marabini F. & Veggiani A. (1993). Climatic Variation in the coastal zone – comparison between the Po River Delta (Adriatic Sea, Italy) and the Huanghe River Delta (Bohai Sea, China). *Chin. J. Oceanol. Limnol.*, 11, 3, 193-206.
- [35] Marabini F. (2000). Effetti sull'erosione costiera dei fenomeni climatici recenti: l'esempio del litorale nord adriatico. *Mare e cambiamenti globali*, 119-134, ICRAM.
- [36] Calabrese L., Perini L., Lorito S., Luciani P. & Cibin U. (2010). Evoluzione della linea di riva ed erosione costiera in Emilia-Romagna. Atti del Terzo Simposio "Il monitoraggio costiero mediterraneo, problematiche e tecniche di misura", 15-16-17 giugno 2010, Livorno, 345-352.
- [37] Ciabatti M. (1990). Geomorfologia ed evoluzione del Delta Padano. In: *Il mondo della Natura in Emilia-Romagna*

2. LA CARATTERIZZAZIONE MORFOLOGICA

gna: La Pianura e la Costa. Federazione Casse di risparmio e Banche del Monte dell'Emilia-Romagna, Milano, 57-76.

2.1. L'assetto altimetrico

Un aspetto morfologico di fondamentale importanza per la comprensione delle dinamiche e dei rischi costieri è l'assetto altimetrico del territorio (Fig. 2.1), caratterizzato da vaste aree con quota inferiore al livello del mare, attualmente stimabili in circa 1.200 km², che presentano valori minimi compresi tra -3 e -4 metri s.l.m. [1; 2].

Il territorio ferrarese, in particolare, è caratterizzato da vastissime aree depresse, residui di antiche baie e di lagune in gran parte prosciugate dalle attività di bonifica. Nella piana costiera i rilevati morfologici, con elevazione compresa tra 2 e 3 metri s.l.m. e massime di circa 4 metri,

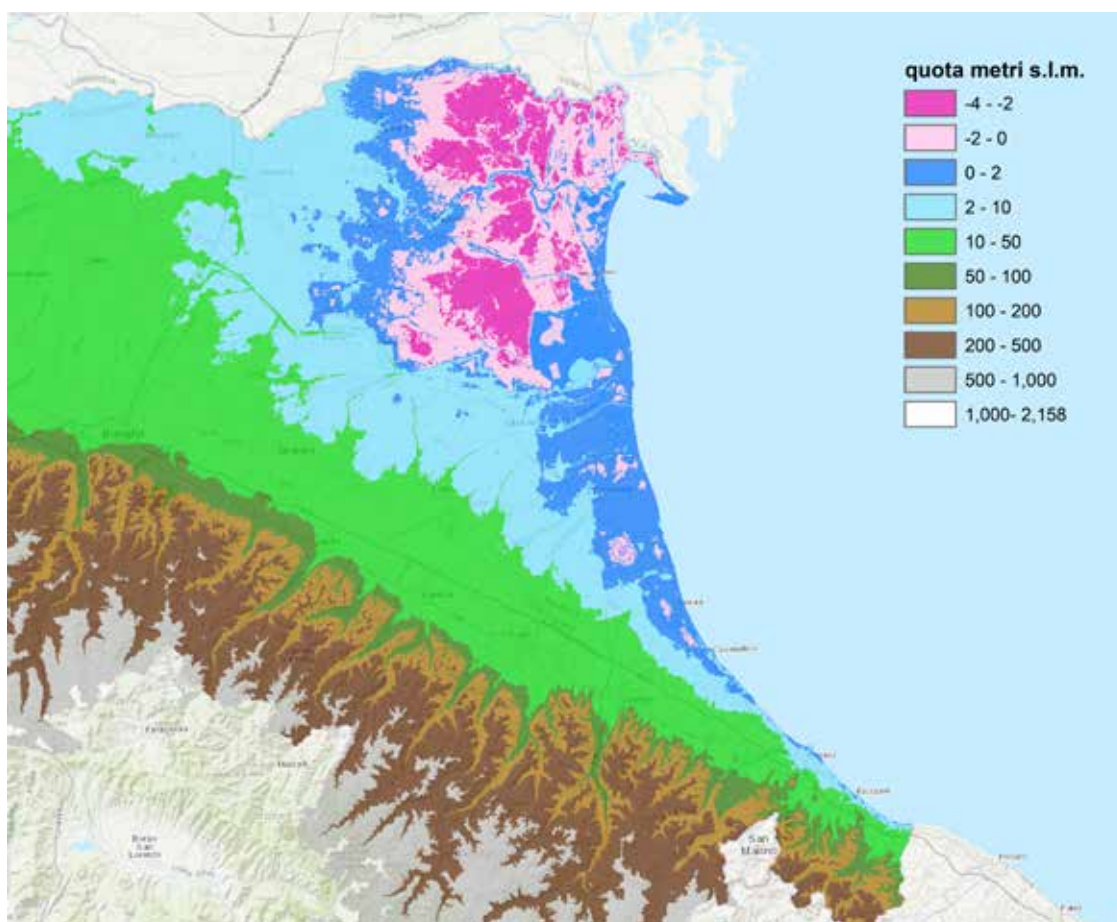


Figura 2.1. Assetto altimetrico della pianura alluvionale e costiera orientale dell'Emilia-Romagna, evidenziato da fasce di quote [2]. I terreni più depressi corrispondono alle lagune e alle paludi, molte delle quali sono state bonificate.

coincidono con gli argini dei fiumi e dei canali di bonifica o con antichi cordoni litorali e con le dune costiere. Queste ultime in piccole porzioni raggiungono quote anche superiori.

Nel settore meridionale, le quote medie sono più elevate rispetto alle aree centrali e settentrionali e comprese tra 0 e 4 metri, anche se sono pressoché assenti i rilievi morfologici direttamente attribuibili alle dune, quasi totalmente spianate e ricoperte da elementi antropici. Il retrospiaggia risulta spesso rilevato, con quote superiori ai 3 metri. Verso ovest la piana costiera è limitata da un gradino morfologico che la separa dalla piana alluvionale appenninica. Questo gradino è molto evidente e in alcuni tratti determina dislivelli da 3 fino a 6 metri; esso è interpretato come una scarpata costiera (terrazzo marino) formatasi durante l'ultima risalita del livello del mare post-glaciale e databile intorno ai 6000 anni fa [3; 4]. Altri autori attribuiscono invece questo elemento ad una ripa di erosione di età romana [5; 6].

2.2. L'assetto batimetrico

La morfologia dei fondali marini è molto regolare e la pendenza è blanda, fino alla profondità di 35–40 metri che si raggiunge a una distanza superiore ai 35 km dalla riva. A profondità maggiori, si osserva invece una complessità morfologica legata alla presenza di depositi costieri e cordoni litorali di antiche spiagge relitte ora sommerse. Il gradiente del fondale nei vari settori della costa è variabile e orientato in funzione della fisiografia della costa: verso sud-est nel ferrarese, verso est nel ravennate e, con passaggio graduale, a nord-est nel settore riminese. La spiaggia sommersa mostra tre domini distinti caratterizzati da profondità e pendenze differenti [5]. Il primo si sviluppa dalla linea di riva fino a profondità comprese tra -2 e -4 metri circa, ed è caratterizzato dalla presenza diffusa di strutture sedimentarie macroscopiche (barre e truogoli, bassofondi, escavazioni, ecc.). Esso corrisponde alla spiaggia sommersa interna. Il secondo dominio è compreso tra le quote -2/-4 metri e i -4,5/-9 metri ed è caratterizzato da un fondale più regolare con pendenze blande e corrisponde alla spiaggia sommersa esterna. Il terzo dominio, che si sviluppa al di sotto dei -4,5/-9 metri con pendenze ancora più deboli, appartiene alla zona di transizione alla piattaforma. I passaggi da un dominio all'altro si registrano a profondità maggiori prevalentemente nei settori centrale e meridionale della costa mentre i valori minimi si osservano nel settore ferrarese dove i limiti tra i vari domini tendono progressivamente a essere meno netti e a scomparire verso nord; tale zona si comporta come un ampio golfo delimitato a nord dalla foce del Po di Goro e, a sud, dalla foce del fiume Reno, con fondali di bassa profondità e con pendenze blande.

I fondali mostrano nel tempo una tendenza generalizzata all'approfondimento e all'aumento della pendenza (Fig. 2.2). La loro conformazione è anche marcatamente influenzata dalla presenza delle grandi opere portuali come quelle di Rimini, di Porto Garibaldi e di Ravenna che, favorendo l'accumulo di sedimento, determinano una diminuzione della profondità e della pen-

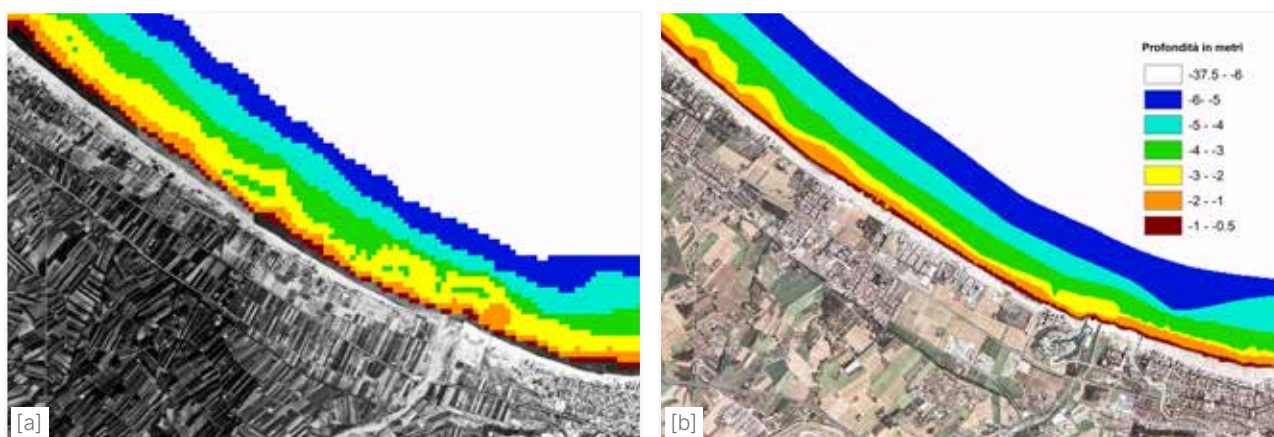


Figura 2.2. Modelli digitali del fondale del 1954 [a] e del 2000 [b]. Si può notare come la fascia compresa tra 0 e -3 metri (da marrone a giallo in figura) sia quella che ha subito le modificazioni maggiori, con la scomparsa di forme di fondo (barre) e una generalizzata riduzione di ampiezza.

denza del fondale a ridosso dei moli [5].

2.3. Gli elementi geomorfologici della costa

Il settore costiero dell'Emilia-Romagna, a scala regionale, mostra un assetto geomorfologico variabile da nord a sud: la zona centro-settentrionale è contraddistinta da un'ampia piana deltizio-costiera costruita nel tempo dal fiume Po e dai fiumi Savio, Fiumi Uniti e Reno, attraverso apparati deltizi ben definiti. Questa piana tende ad assottigliarsi verso sud fino a chiudersi e a passare a un sistema litorale molto ridotto, compreso tra la linea di riva e la stretta piana alluvionale a ridosso del margine appenninico; la zona a sud, inoltre, è caratterizzata dall'assenza di cuspidi deltizie e da complessi coalescenti di duna/spiaggia.

A scala locale, la geomorfologia può essere particolarmente complessa a causa della giustapposizione tra elementi formati dai processi morfo-deposizionali fluviali, eolici e marini. Il profilo tipico di spiaggia naturale dell'intero litorale, tuttavia, può essere ricondotto a un unico modello geomorfologico ovvero a quello di una spiaggia bassa e sabbiosa con duna con geometrie variabili a causa degli interventi antropici. Questo assetto superficiale appartiene al corpo geologico tridimensionale definito come "spiaggia attiva" (Fig. 2.3) ovvero quella lente di depositi prevalentemente sabbiosi, a cavallo della linea di riva, spesso con forma "a cuneo" con assottigliamento verso mare e inspessimento in corrispondenza della duna e della spiaggia emersa. La spiaggia attiva è soggetta attualmente alla dinamica sedimentaria alimentata da vento, onde e correnti e influenzata dalle infrastrutture costruite dall'uomo e dagli effetti del cambiamento climatico in atto.

Di seguito sono riportate le descrizioni sintetiche degli elementi geomorfologici rilevati

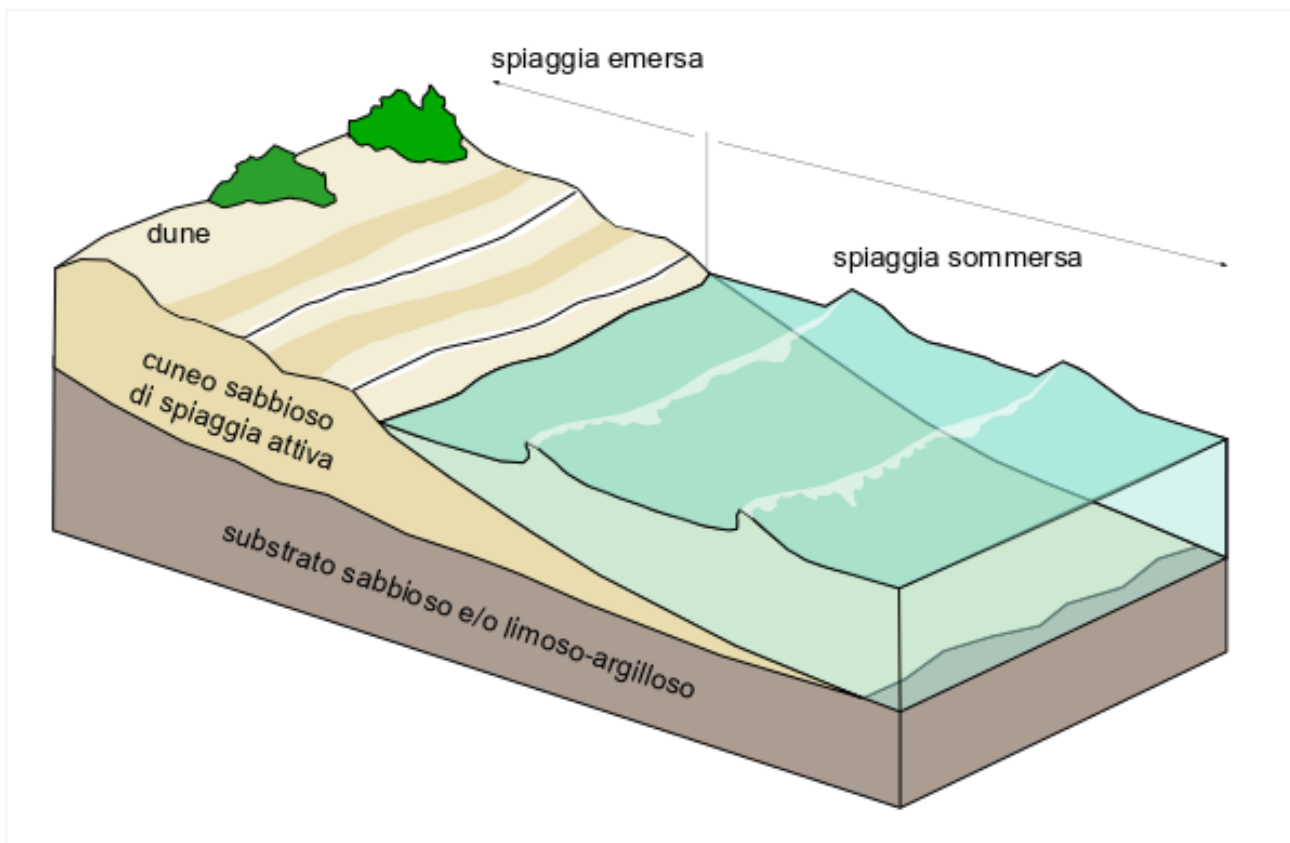


Figura 2.3. schema degli elementi morfologici principali della spiaggia naturale, bassa e sabbiosa, tipica della costa emiliano-romagnola e individuazione della spiaggia attiva.

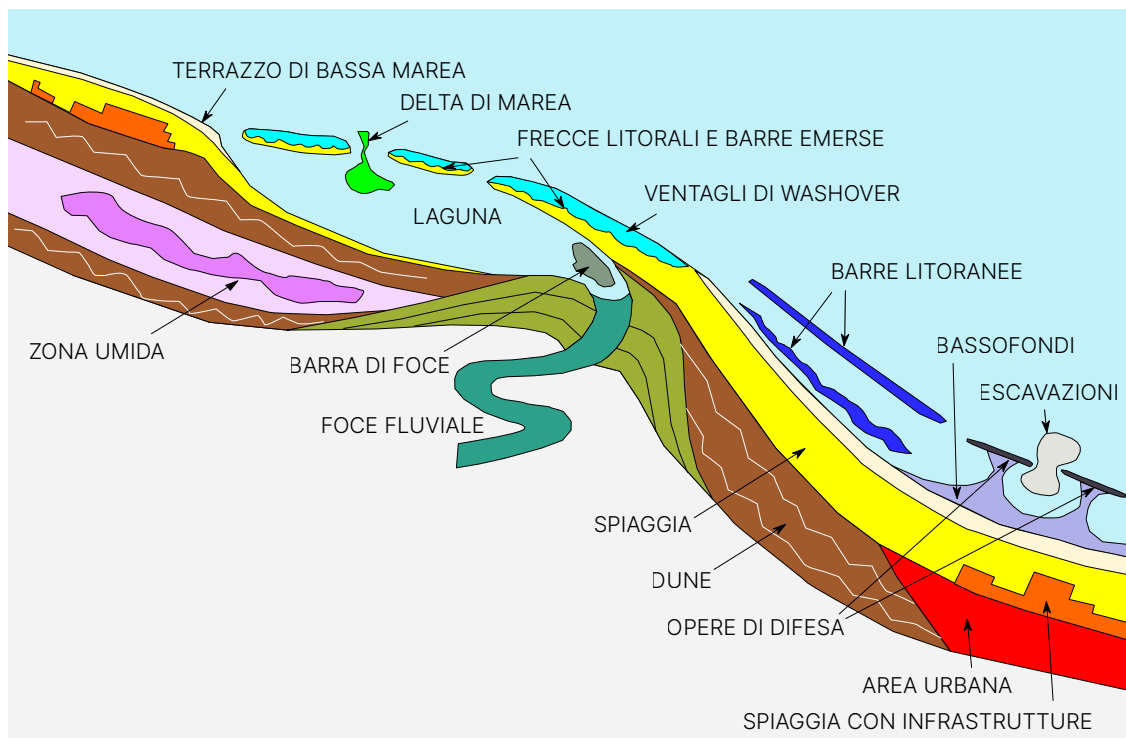


Figura 2.4. Schema dei principali elementi geomorfologici presenti lungo il litorale emiliano-romagnolo naturale e antropizzato.

attraverso l'interpretazione delle foto aeree nei tratti naturali e artificiali della costa emiliano-romagnola [8]; questi (Fig. 2.4) sono anche i più significativi per la loro importanza nell'ambito della dinamica sedimentaria costiera e della valutazione dei rischi costieri.

LA DUNA I dati relativi alla duna riguardano la sua distribuzione lungo il litorale, la sua ampiezza, il grado di maturità, la continuità, la presenza di varchi e l'altimetria. Le dune costiere sono presenti lungo circa il 44% del tratto di costa tra Cattolica e Volano, non tutte attive e in contatto con la spiaggia e sono concentrate nel litorale ravennate e ferrarese mentre sono praticamente assenti in quello riminese. La maggior parte delle dune sono stabilizzate e solo il 4% risulta attiva. La quota massima della cresta è generalmente compresa tra 4 e 5 metri, con punte massime superiori a 8-9 metri tra Lido degli Scacchi e Porto Garibaldi. Oltre l'80% delle dune ha quota < 2 metri (Fig. 2.5). L'ampiezza varia da 0 a 200 metri, ma essa può aumentare notevolmente (fino a oltre 500 metri, come nel caso di Foce Bevano) se si considerano i complessi di duna antica con i quali la duna recente è spesso confinante. La continuità massima della duna è stata misurata tra la Foce Bevano e la foce del Savio e supera il chilometro. La tendenza recente, ricostruita grazie al confronto tra diversi modelli digitali del terreno (DTM) disponibili dal 2004, evidenzia che negli ultimi 15 anni sono andati persi circa 10 ettari [9].

LA SPIAGGIA EMERSA Gli elementi della spiaggia emersa, distinti attraverso la fotointerpretazione, sono: la spiaggia emersa libera da infrastrutture, la spiaggia emersa con infrastrutture, il terrazzo di bassa marea e il ventaglio di washover [8]. La spiaggia con infrastrutture è la porzione di spiaggia emersa occupata da opere antropiche permanenti come ristoranti, strutture balneari, parcheggi, ecc. (Fig. 2.5); essendo in gran parte cementata essa presenta un comportamento "rigido" nei confronti della dinamica costiera. La spiaggia emersa libera da infrastrutture si estende dal piede della duna o dal limite della spiaggia con infrastrutture alla linea di riva (Fig. 2.5) e presenta un comportamento "morbido" nei confronti dei processi morfodinamici della costa. Nella costa riminese, la spiaggia emersa è lateralmente continua e con variazioni di ampiezza poco accentuate; diversamente, nella costa ravennate e

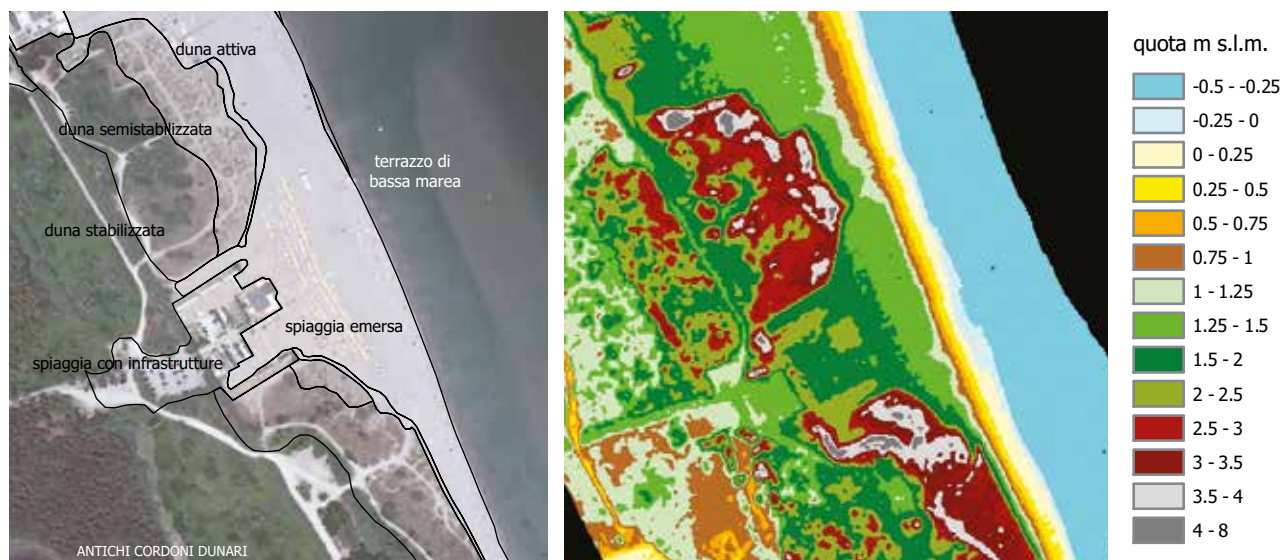


Figura 2.5. Esempio degli elementi morfologici che caratterizzano la porzione emersa: fotointerpretazione (a sinistra) e modello digitale del terreno (a destra).

ferrarese la spiaggia emersa è lateralmente discontinua e irregolare e si osservano variazioni di ampiezza, accentuate anche nel breve spazio, e la presenza di tratti costieri privi di una vera e propria spiaggia emersa. Localmente, si osservano barre litoranee oblique amalgamate verso terra alla spiaggia emersa che testimoniano un forte trasporto sedimentario lungo costa. Il terrazzo di bassa marea è un elemento sottile, discontinuo della spiaggia emersa che si sviluppa tra la linea di alta marea e quella di bassa marea (Fig. 2.5). Negli ortofotomosaici, realizzati tra il 1976-78 e il 2005, il terrazzo di marea presenta un valore massimo compreso tra 30 e 35 metri, mentre nel periodo tra gli anni 1943-44 e 1954-55 l'ampiezza è maggiore compresa tra 50 e 55 metri. Il ventaglio di *washover* è un elemento morfo-deposizionale generato durante gli eventi di mareggiata ed è presente diffusamente in corrispondenza della foce di Fiumi Uniti e della foce del Reno, dove forma dei campi estesi (Fig. 2.6). I ventagli di *washover* in questi due tratti sono ricorrenti nel tempo ed è possibile attribuire al processo di trasferimento di sabbia verso terra durante le mareggiate la modalità con cui si realizza il rapido arretramento della linea di



Figura 2.6. Campo di ventagli di *washover* (Foce Reno, Vene di Bellocchio).

riva che caratterizza questi paraggi.

Altre forme morfo-sedimentarie associate agli eventi di mareggiata sono le scarpate erosionali e i canali di deflusso. Le scarpate erosionali sono ripidi gradini di altezza variabile da pochi decimetri fino a oltre un metro formati per l'erosione della spiaggia emersa da parte del moto



Figura 2.7. Abbassamento del piano di spiaggia e creazione di scarpata erosionale (Lido di Savio).



Figura 2.8. Canale di deflusso (Lido di Savio).

ondoso durante le mareggiate (Fig. 2.7); i canali di deflusso sono elementi effimeri generati dal flusso di ritorno delle acque marine accumulate sulla spiaggia durante la mareggiata (Fig. 2.8) e possono essere responsabili di erosione e trasporto trasversale (*cross-shore*) della sabbia di spiaggia.

LA SPIAGGIA SOMMERSA La spiaggia sommersa interna è caratterizzata da barre longitudinali e oblique, bassofondi e da depressioni come truogoli ed escavazioni [8]. Le barre sono generalmente diffuse dove la costa non risulta protetta da difese artificiali. Il numero di barre longitudinali presenti può variare da due a tre. La barra di frangimento interna si presenta a distanze inferiori a 60-100 metri e a profondità comprese tra 0,5 e 1 metro; la sua forma può essere rettilinea ma più frequentemente è ondulata simmetricamente o asimmetricamente e spesso risulta interrotta dai canali e dai depositi delle correnti di ritorno (*rip current*, Fig. 2.9). La barra longitudinale esterna si osserva a una distanza che oscilla dai 100 ai 300 metri e a profondità di circa 1,5-3 metri; la sua forma è rettilinea, più raramente debolmente ondulata (Fig. 2.9). Tra le due si osserva localmente una barra intermedia rettilinea, a volte ondulata. I bassofondi a barre, oltre che dalle barre longitudinali, possono essere costituiti anche da sistemi di barre oblique; generalmente questi sistemi sono sviluppati nella fascia fino a 100 metri dalla riva. All'interno della fascia dei 100 metri si hanno le evidenze più chiare dei processi della dinamica litorale sotto-costa come quelli alimentati dalle correnti di ritorno e dalle correnti lungo costa. Nei tratti di costa protetta, una gran parte dei bassofondi si forma dietro alle opere di difesa rigide distaccate (ad esempio tomboli). Le escavazioni possono approfondirsi fino a oltre 4 metri rispetto al fondale circostante e si osservano in corrispondenza dei sistemi di scogliere tra Rimini e Cesenatico, tra Porto Garibaldi e Lido delle Nazioni e nei sistemi a celle (misti e soffolti) presso Lido di Dante e Lido Adriano (Fig. 2.10).

Le escavazioni possono essere collegate ai processi che agiscono trasversalmente alla costa (*cross-shore*), ad esempio associati a correnti di ritorno generate da mareggiate e a flussi con-



Figura 2.9. Barra longitudinale esterna e sistema di barre e canali di *rip current* (foce Bevano).

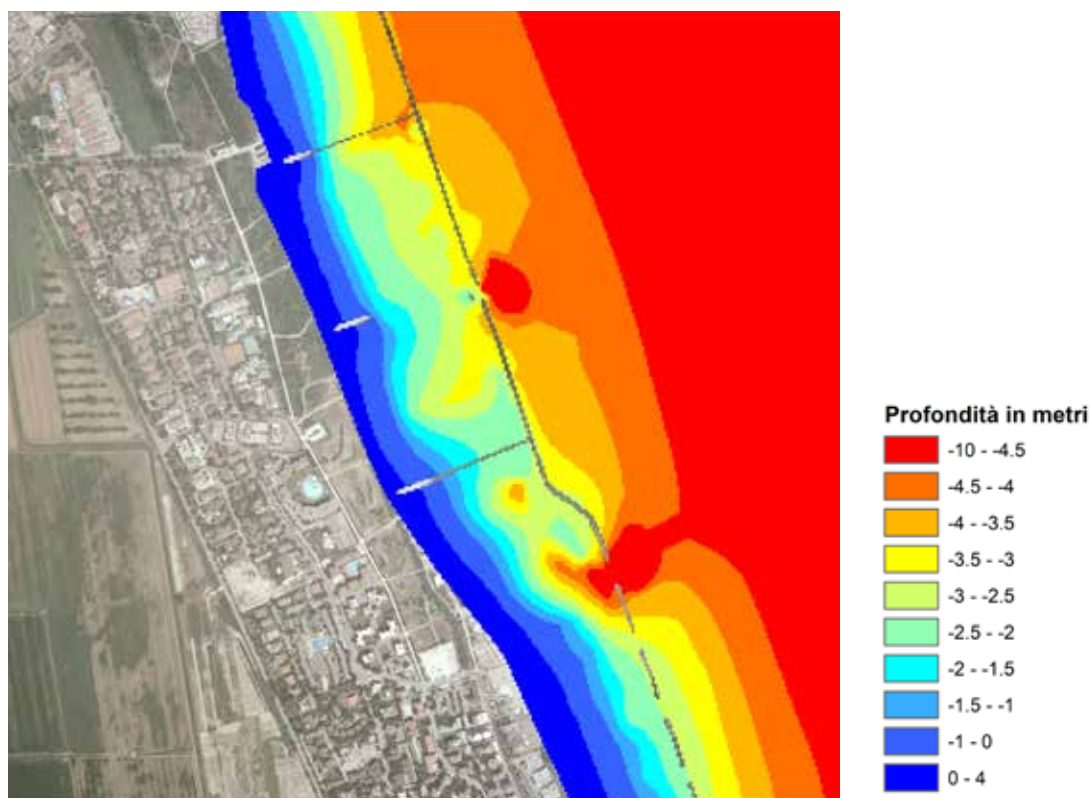


Figura 2.10. Sistemi di difesa costiera e modello digitale del fondale che evidenzia la presenza di escavazioni in corrispondenza di alcuni varchi tra le scogliere.

centrati con sospensione legati a piene fluviali che sono in grado di innescare l'erosione e la deposizione dei sedimenti nella spiaggia sommersa e, pertanto, di influire sulla conformazione dei fondali. Di questi processi, oggi, si sa ancora poco anche se alle evidenze superficiali possiamo associare nuove importanti informazioni provenienti dalle indagini geofisiche di recente acquisizione.

LA FOCE FLUVIALE Le foci fluviali sono caratterizzate dalla presenza di barre fluviali, nella porzione più interna del canale fluviale, localmente da *beach ridge* nella spiaggia emersa e nella porzione sommersa da singole barre di foce e, più frequentemente, da bassofondi generici antistanti la foce fluviale.

LA LAGUNA E LA ZONA UMIDA L'area lagunare, che si estende esclusivamente in corrispondenza della Sacca di Goro e comprende la foce del Po di Volano e la porzione interna dello Scanno di Goro, è caratterizzata dalla laguna s.s., dal canale di bocca lagunare, dal canale tidale, dal delta tidale, dalla piana tidale e dalla barena.

La piana tidale, attraversata da una rete poco fitta di sottili canali tidali, si sviluppa nel settore interno dello Scanno di Goro e localmente nel margine interno della freccia di Volano. La barena è un dosso sabbioso all'interno dell'area lagunare che emerge dall'acqua con la bassa marea. Si distingue dal bassofondo generico perché presenta una porzione sempre emersa dall'acqua che spesso è ricoperta di vegetazione. Si osserva in corrispondenza della foce del Po di Volano e nel lato lagunare dello Scanno di Goro, in prossimità della foce del Po di Goro. Le quote sono comprese generalmente tra +0,5 e +2 metri s.l.m. e quelle più diffuse sono intorno a +1 metro s.l.m.. Il canale di bocca lagunare principale è situato a ridosso della freccia litorale del Po di Volano, presenta una profondità massima intorno ai -4,5 metri, un'ampiezza massima di circa

200 metri e una lunghezza di oltre 1.500 metri; una bocca lagunare secondaria separa diffusi bassifondi, che costituivano un tempo porzioni emerse di barriera, dalla freccia litorale di Goro, e si è sviluppata a partire da un taglio artificiale dello scanno attuato verso la fine degli anni '80 [10]. I delta di marea maggiori sono associati ai canali di bocca lagunare, dove raggiungono un'estensione complessiva variabile tra 50 e 100 ettari, mentre piccoli ventagli tidali si possono osservare localmente in corrispondenza dei canali che solcano lo Scanno di Goro.

La freccia litorale di Goro (Scanno o Scannone) è un ambiente estremamente dinamico e, fatta eccezione per il canale di bocca lagunare principale e recentemente per quello secondario, gli elementi morfologici sono in continua evoluzione e modificazione.

La zona umida è particolarmente estesa lungo la costa ravennate e soprattutto in quella ferrarese, dove si sviluppa in corrispondenza delle foci dei corsi d'acqua (Bevano, Savio, Fiumi Uniti, Reno - Vene di Bellocchio, Po di Volano), del sistema di freccia litorale dello Scanno di Goro e lungo la riva della Sacca di Goro. Le zone umide sono aree con quote generalmente inferiori a 1 metro s.l.m., localmente al di sotto del livello del mare, che possono essere inondate anche da mareggiate ordinarie. In alcuni tratti costieri, il rapido arretramento della spiaggia porta all'affioramento nella battigia e nella spiaggia sommersa dei limi e delle argille tipici di questi ambienti di retrospiaggia.

LE OPERE DI DIFESA RIGIDE L'inclusione delle difese rigide e delle opere marittime tra gli elementi della geomorfologia costiera si giustifica in quanto queste strutture entrano a far parte a tutti gli effetti del sistema fisico costiero interagendo con i processi morfodinamici del litorale [8]. Molti elementi della spiaggia sommersa sono strettamente legati alla loro presenza, anche da un punto di vista biologico offrendo la base per nuovi ecosistemi marini.

La costa protetta ammonta a circa il 57% dell'intero litorale, includendo la Sacca di Goro, in esame [11]. La quasi totalità delle opere di difesa è concentrata tra Rimini e Cesenatico, tra Porto Garibaldi e Lido delle Nazioni e in corrispondenza delle maggiori foci fluviali. La tipologia più diffusa è la difesa longitudinale distaccata (scogliere, Fig.2.11). La diffusione delle opere di



Figura 2.11. Esempio di opere di difesa.

difesa lungo il litorale emiliano-romagnolo è avvenuta dalla seconda metà del XX secolo e ha contribuito pesantemente a modificare le caratteristiche della spiaggia emersa e sommersa. Accanto al profilo tipico delle spiagge con barre, ricorrente nei tratti non protetti della costa, si sono definite nuove configurazioni morfologiche del fondale associate alle diverse tipologie delle opere di difesa rigide, come ad esempio il profilo “a gradino” tipico dei settori con scogliere.

BIBLIOGRAFIA

- [1] M.U.R.S.T. (1997). Carta Geomorfologica della Pianura Padana - Carta altimetrica e dei movimenti verticali del suolo della Pianura Padana, scala 1:250.000. S.EL.CA., Firenze.
- [2] Perini L., Luciani P. & Calabrese L. (2010). Altimetria della fascia costiera. In: Il sistema mare-costa dell'Emilia-Romagna, a cura di Perini L. & Calabrese L. Pendragon Bologna, 57-66.
- [3] Parea G.C. (1991). I terrazzi marini dell'Emilia-Romagna nella stratigrafia sequenziale del Pleistocene superiore. Memorie descrittive della carta geologica d'Italia, 41, 191-206.
- [4] Veggiani A. (1988). La falesia morta e i depositi olocenici antistanti lungo la fascia costiera adriatica fra Cesenatico e Cattolica. In: Guida alle escursioni, a cura di Bondesan et alii, Gruppo Nazionale di Geografia Fisica e Geomorfologia, Riunione annuale: 21 Giugno 1988, 71-82.
- [5] Coltorti M. (1991). Modificazioni morfologiche oloceniche nelle piane alluvionali marchigiane: alcuni esempi nei fiumi Misa, Cesano e Musone. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 14, pp. 73- 86. Direttiva 2007/60/CE del Parlamento Europeo e del Consiglio del 23 ottobre 2007 relativa alla valutazione e alla gestione dei rischi di alluvioni.
- [6] Elmi C., Gori U. & Nesci O. (1991). L'evoluzione del rilievo e della costa tra Gabicce e il fiume Foglia: studi per il consolidamento dell'abitato di Fiorenzuola di Focara. Atti Convegno SCAI, Portonovo (AN), 10-12 Maggio 1989, 179-183. (U.O. 2.11).
- [7] Perini L., Carrara G., Luciani P., Lorito S. & Calabrese L. (2010). Batimetrie e modelli digitali dei fondali. In: Il sistema mare-costa dell'Emilia-Romagna, a cura di Perini, L. e Calabrese, L. Pendragon, Bologna. 67-86.
- [8] Calabrese L. & Lorito S. (2010). Geomorfologia costiera. In: il sistema mare-costa dell'Emilia-Romagna. A cura di: Perini L. e Calabrese L. Pendragon, Bologna, 87-107.
- [9] Perini L., Calabrese L. & Lelli J. (2023). Rapporto Tecnico: LE DUNE COSTIERE AL 2019. Stato e analisi evolutive periodo 2004-2019. Regione Emilia-Romagna.
- [10] Simeoni U., Dal Cin R., Fontolan G. & Tessari U. (2000). Morfogenesi ed evoluzione dello Scanno di Goro (Delta del Po). Studi costieri 2, 5-20.
- [11] Quadro Conoscitivo strategia GIDAC (Strategia Regionale di Gestione Integrata per la difesa e l'adattamento della costa ai cambiamenti Climatici)-Allegato I (2022). <https://ambiente.regione.emilia-romagna.it/it/geologia/geologia/costa/il-quadro-conoscitivo-della-strategia-gidac>

3. ASPETTI OCEANOGRAFICI E FLUSSI SEDIMENTARI

3.1. Caratteristiche fisiografiche del bacino Adriatico

Il Mar Adriatico è un bacino semichiuso, allungato in direzione NO-SE tra la penisola italiana e la regione dinarico balcanica. È caratterizzato da profondità crescenti e caratteristiche geomorfologiche che variano marcatamente lungo un gradiente nord-sud ed est-ovest tra le due sponde. Le coste occidentali sono dominate, nella parte settentrionale da Grado a Rimini, da spiagge sabbiose e dalla presenza di ampi sistemi lagunari mentre, spostandosi verso sud, prevalgono le spiagge sabbiose o ghiaiose, alimentate da un sistema di valli fluviali perpendicolari alla costa. Le coste orientali, al contrario, sono rocciose, talvolta contraddistinte da falesie.

Il bacino può essere diviso in tre domini morfologici:

- 1) Adriatico settentrionale che corrisponde a un'estesa piattaforma continentale, caratterizzata da fondali bassi che raggiungono, con pendenze lievi (circa 0.02°), una profondità media di circa 35 metri, rappresentando la più larga area di piattaforma continentale dell'intero Mar Mediterraneo;
- 2) Adriatico centrale comprendente una serie di bacini di scarpata (Depressione Meso Adriatica) con profondità massima di 260 metri nella fossa del Pomo;
- 3) Adriatico meridionale al di sotto del promontorio del Gargano, con una profonda depressione, che raggiunge circa -1225 metri, racchiudendo aree di piattaforma di superficie variabile e una ampia area batiale.

La sezione lungo l'asse N-S del bacino (Fig. 3.1a) e la batimetria (Fig. 3.1b) evidenziano i diversi domini morfologici. Questo assetto è dovuto all'accumulo dei sedimenti nella porzione settentrionale del bacino che, nel corso del Quaternario, hanno così formato l'estesa piattaforma continentale a basso gradiente. Nel bacino adriatico meridionale è presente una soglia morfologica (a quota -800 metri) che divide il Mar Adriatico dal Mar Ionio.

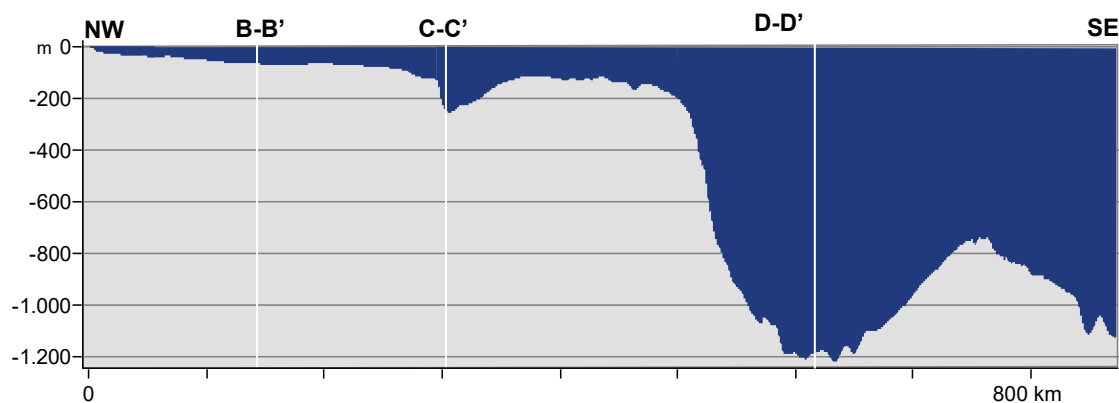


Figura 3.1a Sezione morfologica lungo l'asse NO-SE del bacino adriatico. La sezione mette in evidenza la peculiarità del bacino con gradienti molto bassi nella porzione settentrionale e centrale dell'Adriatico.

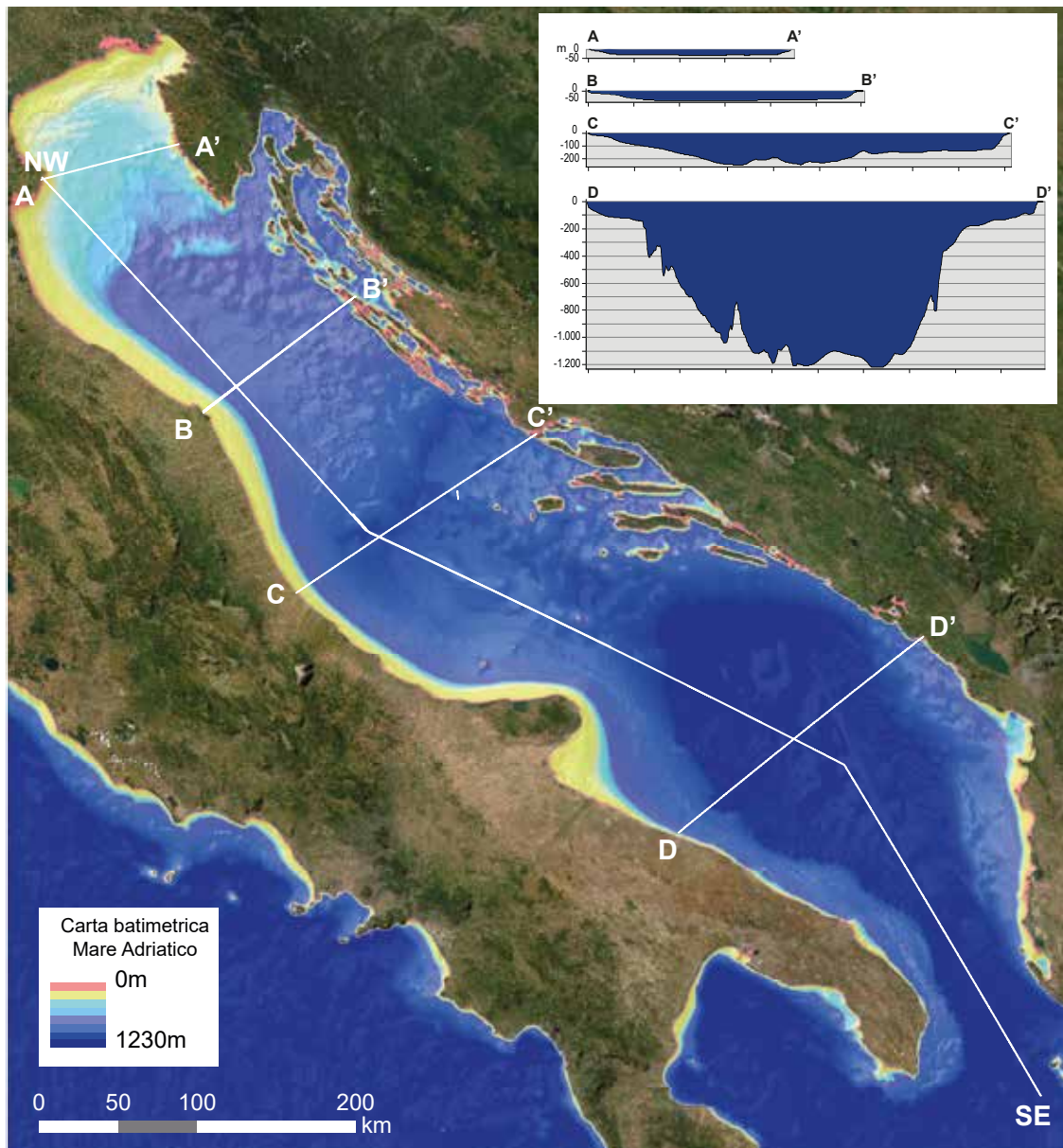


Figura 3.1b Batimetria schematica del bacino adriatico. Le sezioni trasversali AA'-BB'-CC'-DD' mostrano le profondità crescenti del bacino da nord a sud e il gradiente più ripido nella sua porzione orientale.

3.2. Apporti fluviali

I fiumi che sfociano in Adriatico sono responsabili di quasi la totalità dell'apporto sedimentario che riceve il bacino [1]. Le zone di foce costituiscono le prime importanti aree di deposizione del materiale trasportato dai fiumi, da qui i sedimenti possono essere mobilizzati lungo le fasce litorali e verso le porzioni più profonde del bacino [2; 3].

In Adriatico centro-settentrionale, gli apporti sedimentari sono distribuiti lungo la costa in modo marcatamente asimmetrico: le principali sorgenti clastiche appaiono per lo più localizzate lungo il lato occidentale con afflussi dalle Alpi e dagli Appennini. Il contributo di sedimento proveniente dal margine orientale è invece trascurabile, poiché caratterizzato da trappole strutturali parallele alla costa (la fascia di isole al largo e piccoli bacini collegati al mare aperto da soglie rocciose a bassa profondità) e da fiumi molto brevi che drenano principalmente rocce carbonatiche con scarso carico sedimentario perchè interessate da estesi fenomeni carsici [4].

Tra le fonti di sedimento ci sono i fiumi alpini orientali, che hanno un deflusso medio torbido di 3×10^6 tonnellate all'anno (t/a); il più importante apporto è rappresentato dal fiume Po, che drena 74500 km^2 e ha un deflusso torbido di 15×10^6 t/a, con materiali provenienti da bacini di drenaggio alpini e appenninici. I fiumi appenninici orientali a nord del promontorio del Gargano, hanno una portata di $32,2 \times 10^6$ t/a [4; 5; 6;]. L'area di drenaggio dei fiumi appenninici è circa la metà di quella del fiume Po (Fig. 3.2), mentre il loro carico sedimentario (deflusso torbido unitario) è ben più grande e presentano anche i più alti valori regionali di produzione di sedimento [4; 7; 8].

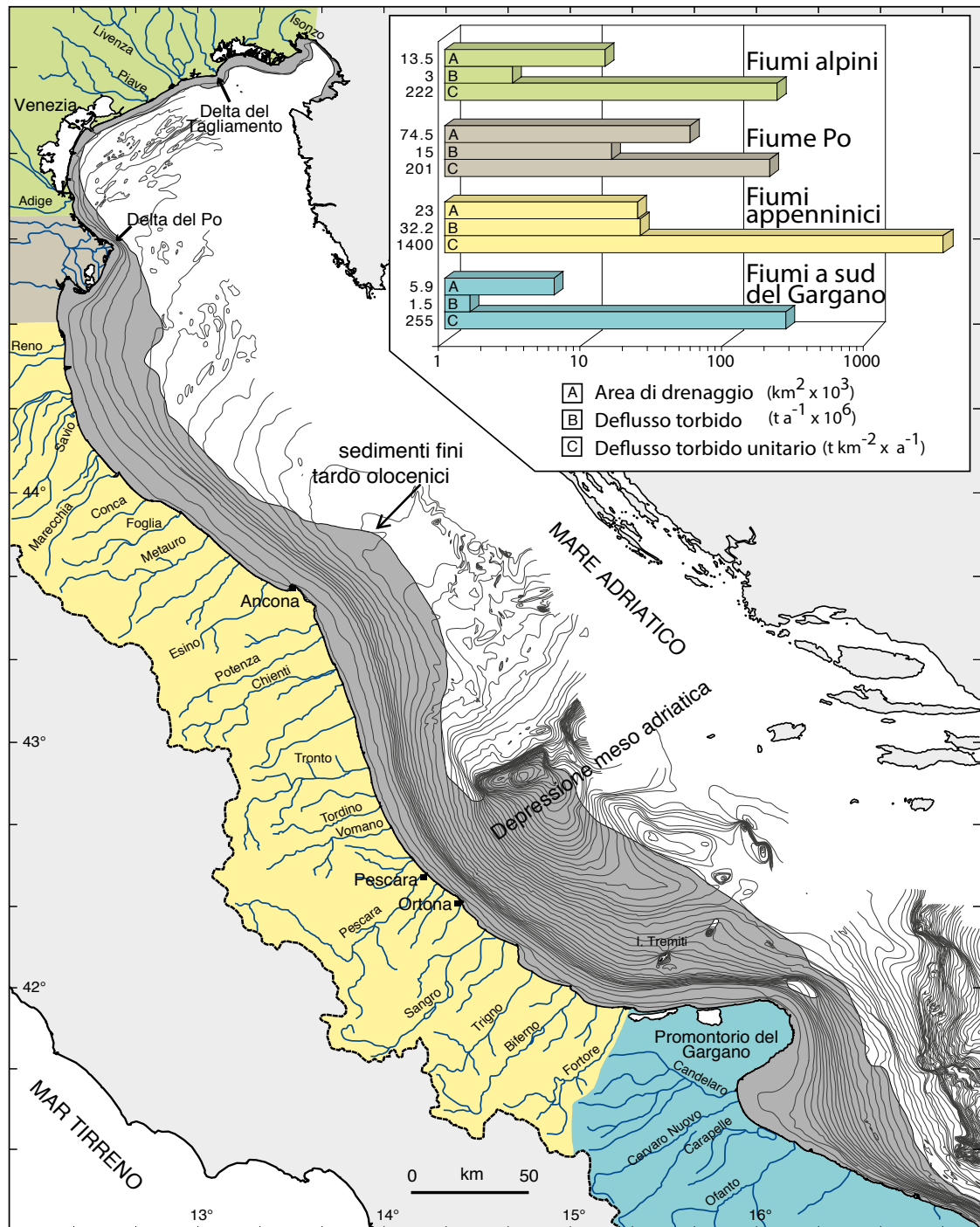


Figura 3.2. Estensione dei bacini di drenaggio fluviale che drenano le coste nord-occidentali del bacino adriatico. I fiumi appenninici contribuiscono al massimo trasporto unitario per la maggiore erodibilità dei terreni e della fisiografia delle valli strette e ripide (modificato da [4]).

La distribuzione degli apporti fluviali è stata ricostruita analizzando la geochimica dei sedimenti provenienti da 53 corsi d'acqua che sfociano nel bacino adriatico. Il contributo del fiume Po è riconoscibile perché determina un arricchimento in cromo e nichel conseguente all'erosione dei complessi rocciosi mafici e ultramafici delle Alpi occidentali e dell'Appennino parmense e piacentino. Questa impronta geochimica è rintracciabile nei sedimenti marini dal delta padano sino al largo della Puglia [9].

In Adriatico si registrano due diverse fasi stagionali di apporto di sedimento: in autunno per l'aumento delle precipitazioni, e in primavera in coincidenza con lo scioglimento della neve sulle Alpi e sugli Appennini. Nell'ultimo secolo, a questo andamento stagionale, si è sovrapposta una generale riduzione degli apporti fluviali. In particolare, dalla fine della Seconda Guerra Mondiale, è stata rilevata una significativa carenza sedimentaria alla foce determinata da fattori naturali, quali lunghi periodi di siccità e scarse precipitazioni nevose, e antropici come la costruzione di opere idraulico-forestali, dighe e bacini artificiali per l'approvvigionamento idrico nonché la sottrazione di materiale dagli alvei [10].

Le stime teoriche, elaborate nell'ambito del primo Piano Costa del 1981, hanno fornito l'indicazione che i volumi di sabbia, trasportati al mare dai fiumi negli anni '70, si sono ridotti di 3-4 volte rispetto al periodo 1930-45. In particolare, il fiume Reno insieme ai fiumi romagnoli ha registrato una riduzione di apporto di circa il 75% e il fiume Po di circa il 50% (Tab. 3.1).

Più recentemente e a scala locale, le misure dirette del carico sedimentario fluviale sono state acquisite per il fiume Reno (anni 2000) e successivamente per i fiumi romagnoli (Tab. 3.2); entrambi gli studi hanno dimostrato, in modo quantitativo, la riduzione e la variabilità degli attuali apporti [11; 12].

L'attuale trasporto fluviale di materiale grossolano, come la sabbia, utile all'equilibrio sedimentario delle spiagge, rimane comunque di difficile quantificazione per la mancanza di un monitoraggio costante e sistematico a scala regionale [11].

Anno di riferimento	Reno e Fiumi romagnoli	Po
1945	2.410.000 m ³ /anno	400.000 m ³ /anno
1972	680.000 m ³ /anno	190.000 m ³ /anno

Tabella 3.1. Dati stimati di trasporto solido elaborate nell'ambito del Piano Costa del 1981.

Bacini	Portata solida media in m ³ /a	Cumulata periodo 2007-2018
Lamone	273	3277 m ³
Fiumi Uniti	844	10122 m ³
Savio	72	864 m ³

Tabella 3.2. Stime di trasporto solido basate su formule che utilizzano dati misurati nei tre bacini Lamone, Fiumi Uniti e Savio.

In particolare...

Il fiume per le dinamiche costiere

A scala globale, i fiumi forniscono ai margini continentali l'84% di carico totale di sedimenti che raggiunge gli oceani [1]. I meccanismi che controllano l'erosione e la deposizione di sedimenti in prossimità delle foci dei fiumi possono essere complessi [2; 3] ed è attraverso uno studio più generale, che riguarda la caratterizzazione geologica del bacino di sedimentazione, che è possibile interpretare correttamente i processi che regolano nello specifico la dinamica delle zone costiere.

Le foci fluviali rappresentano un ambiente nodale per comprendere i processi sedimentari tra terra e mare; esse costituiscono, infatti, una zona dove lo scontro e l'interazione tra le componenti fluviali e marine determinano particolari fenomeni nelle masse d'acqua (mescolanza, stratificazione e circolazione dei flussi d'acqua dolce e salata) e, di conseguenza, nella distribuzione e deposizione dei sedimenti sui fondali marini. Nel caso in cui la quantità dei sedimenti portati dal fiume risulti maggiore di quella che il mare può trasferire e rimaneggiare, la foce si protenderà creando un delta, viceversa, se l'apporto non è sufficiente o l'azione distributrice del mare è superiore al tasso di deposizione del fiume, in presenza di fondali molto pendenti e di marea con una significativa escursione, si genera un estuario.

La sovrapposizione e l'interferenza delle correnti fluviali e marine sono anch'esse elementi fondamentali nella configurazione delle foci. Quando la massa d'acqua continentale si immette nel mare, subisce un processo di rallentamento e la sua velocità media decresce verso il largo e lateralmente. I meccanismi di circolazione e mescolamento delle acque nell'area di foce possono assumere differenti dinamiche in funzione anche della densità dell'acqua che, se è inferiore a quella marina, galleggia su quella salata del mare; al contrario, se la densità delle acque fluviali è superiore a quella del mare il flusso scorre sul fondo come una corrente di torbida. In generale, quando il sedimento trasportato dal fiume giunge al mare, si deposita sul fondale in modo graduale dal più grossolano al più fine. Le foci sono caratterizzate dalla presenza di barre e banchi sabbiosi, frutto della prima deposizione mentre i materiali più fini possono rimanere, anche per lunghi periodi, in sospensione ed essere trasportati a notevoli distanze dalla foce.

3.3. Circolazione del bacino

L'Adriatico è dominato da una circolazione ciclonica guidata da processi termoalini [13; 14; 15; 16]. La circolazione ciclonica ha una marcata componente verso sud nell'area occidentale [13; 17; 18; 19] tale da formare una persistente corrente costiera superficiale denominata Western Adriatic Coastal Current (WACC). La circolazione superficiale adriatica è dominata da vortici centrati sull'Adriatico settentrionale, medio e meridionale; quello più settentrionale si trova al largo del delta del fiume Po [20] (Fig. 3.3).

A scala regionale, nel settore *offshore* della provincia di Ferrara, le correnti possono essere in direzione opposta rispetto alla WACC tra l'inverno e l'estate e sono di minore ampiezza rispetto al settore meridionale. Questo comporta che in quest'area si verifichino frequentemente anche fenomeni di ristagno idrodinamico [21].

Le acque dense che si formano nella piattaforma adriatica settentrionale poco profonda (Nord-Adriatic Dense Water, NadDW [22]), producono una corrente a modulazione stagionale che scorre verso sud. Queste masse d'acqua che sono le più dense di tutto il Mare Mediterraneo, con valori fino a 1030 kg/m³ e temperature medie di ~11°C [23], sono generate in inverno dal forte vento catabatico proveniente da ENE (Bora). Queste correnti scorrono lungo il versante

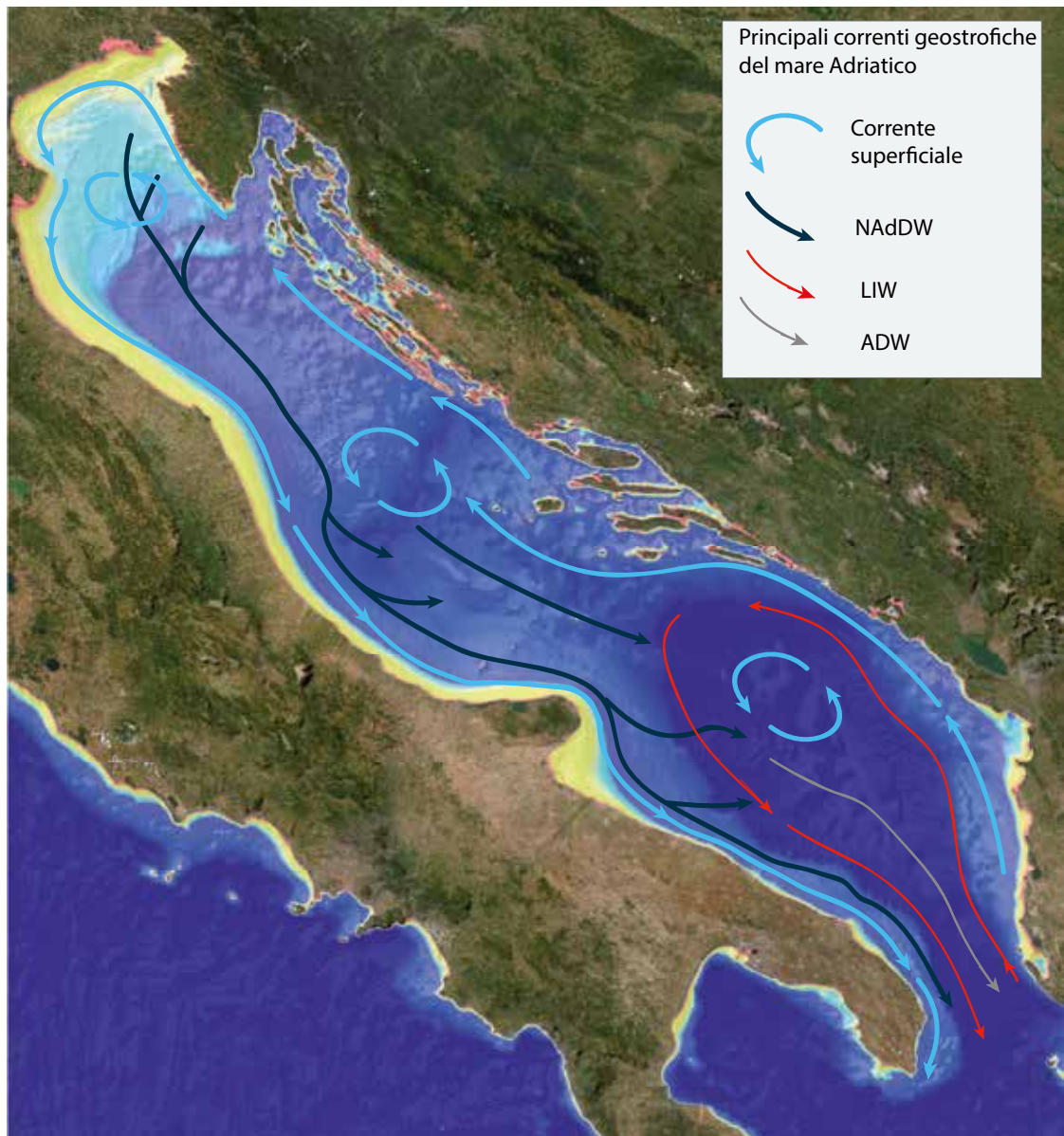


Figura 3.3. Percorsi della circolazione delle principali masse d'acqua del Mar Adriatico. Circolazione superficiale (freccie azzurre); Nord Adriatic Dense Water (NAdDW) (freccie nere); Levantine Intermediate Waters (LIW) (freccie rosse); Adriatic Dense Water (freccia grigia) [4;13; 16; 26; 30; 33].

occidentale del bacino adriatico, rafforzando il processo di trasporto dei sedimenti e di redistribuzione lungo la costa orientale italiana [4; 24]. Nel suo viaggio verso sud tale corrente entra nella Depressione Meso Adriatica (MAD), al largo di Pescara, supera la soglia dell'isola di Pelagosa, prosegue nel profondo bacino dell'Adriatico meridionale, oltrepassa la soglia di Otranto e arriva nello Ionio [25; 26; 27; 28]. La NAdDW raggiunge il sud Adriatico in media due mesi dopo la sua generazione, dove può rigenerarsi e unirsi alle acque che scorrono verso sud a formare la corrente *Adriatic Dense Water* (ADW) [28; 29; 30].

Nell'Adriatico meridionale è presente anche la Corrente Intermedia Levantina (LIW): è un'acqua densa e salata (29 kg/m^3) che si forma nel Bacino Levantino per evaporazione durante l'estate e raffreddamento durante l'inverno [31]. La LIW entra nel Mare Adriatico attraverso lo Stretto d'Otranto e scorre nel sud Adriatico lungo le coste dell'Albania e del Montenegro in senso antiorario per poi uscire dal lato occidentale del bacino in un intervallo di profondità di 200-700 metri [32].

3.4. Dinamica sedimentaria litoranea

La circolazione del bacino adriatico, descritta nel paragrafo precedente, ha un notevole impatto sulla dispersione dei sedimenti fini in sospensione, mentre è quella sotto-costa che prende in carico i materiali più grossolani. Tale circolazione interessa il litorale entro poche centinaia di metri dalla linea di riva, di fatto un microcosmo rispetto alle dimensioni dell'intero bacino Adriatico, ed è alimentata principalmente dal processo della frangenza delle onde e dalle correnti indotte.

Le correnti da moto ondoso, dovute al frangimento dell'onda ovvero all'azione di accumulo di massa d'acqua sulla spiaggia (*wave setup*), possono essere:

- **correnti longitudinali** (*longshore current*, corrente lungo-costa), parallele al litorale, dirette secondo il verso della componente longitudinale del vettore velocità dell'onda al frangimento e, pertanto, favorite dall'incidenza obliqua del fronte delle onde con la costa. Questo tipo di correnti sposta i sedimenti parallelamente alla linea di riva anche per decine di chilometri, nel verso di tale componente (*littoral drift*, deriva litorale);
- **correnti trasversali al litorale, dirette dal mare verso la riva**, dovute alla componente perpendicolare della velocità di propagazione del moto ondoso;
- **correnti trasversali al litorale, dirette dalla riva verso il largo** (corrente di riflusso), dovute alle masse d'acqua che, sospinte verso riva per effetto del frangimento, ritornano verso il largo per effetto della sola forza di gravità, quindi secondo la linea di massima pendenza del fondale, generalmente perpendicolare alla battigia.

La risultante delle due correnti perpendicolari è una corrente trasversale alla linea di costa e, in genere, diretta dalla riva verso il largo (*rip current*, correnti di ritorno o risucchio) che alimenta processi trattivi sul fondo e di torbida in occasione di mareggiate intense, con asportazione di sedimenti ed effetti erosivi.

Quando nuovo materiale sabbioso viene trasportato dai fiumi nel dominio costiero, esso entra a far parte dei flussi sedimentari governati dai processi marini. La deriva litorale rappresenta uno dei fattori più importanti ed evidenti per la redistribuzione delle sabbie costiere mentre ci sono poche informazioni relative ai processi sedimentari associati alle correnti di ritorno.

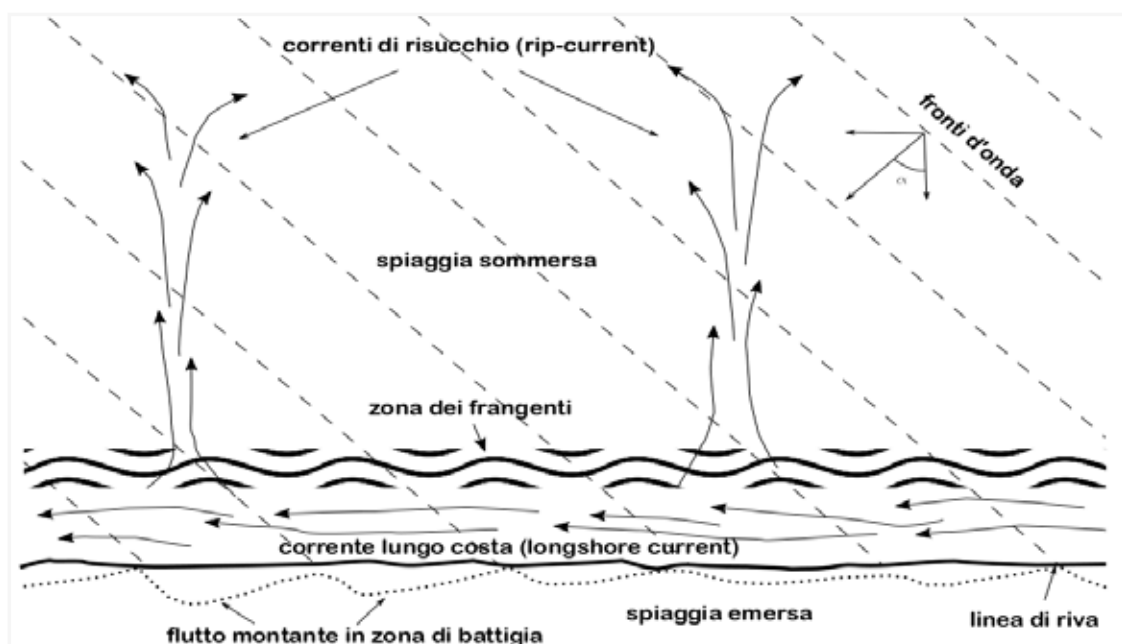


Figura 3.4. Schema della frangenza di onde oblique e formazione delle correnti lungo costa e di risucchio.

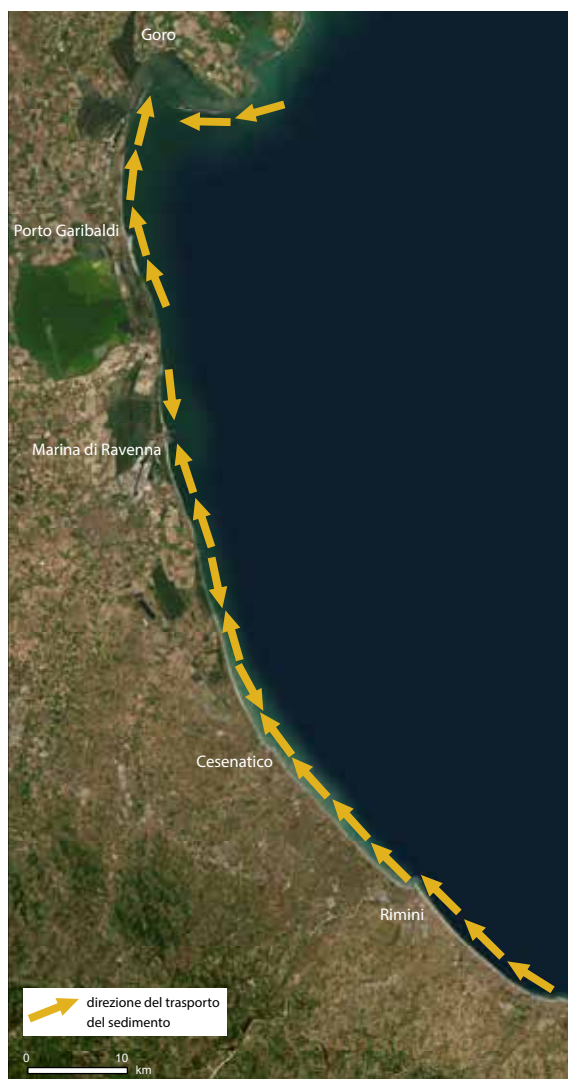


Figura 3.5. Direzioni schematizzate del trasporto di sedimento lungo costa da [34].



Figura 3.6. Crescita asimmetrica della spiaggia a sud dei moli di Porto Garibaldi, dovuta al trasporto verso nord delle correnti litoranee (2020).

Lungo il litorale regionale, il trasporto lungo-costa varia in base alla provenienza delle onde e risulta influenzato dall'orientazione della linea di costa, dalla presenza delle cuspidi deltizie e dalle barriere artificiali quali pennelli e moli portuali.

Il Piano Costa del 1996 [34] ha evidenziato che il trasporto litoraneo prevalente è verso nord, tranne in brevi tratti, dove la direzione del trasporto sembrerebbe essere rivolta verso sud (dalla foce del Savio al porto di Cervia, dalla foce dei Fiumi Uniti allo sbocco del Bevano e da Foce Reno a Porto Corsini, Fig. 3.5).

La situazione attuale è cambiata rispetto al 1996, poiché negli ultimi 28 anni sono state erette nuove opere di difesa costiera che hanno modificato la circolazione locale, come si osserva in corrispondenza dei lati meridionali dei

moli portuali e delle barriere trasversali, dove si accumula sedimento e la linea di riva avanza (Fig. 3.6). Altri aspetti delle dinamiche litoranee sotto-costa sono in corso di approfondimento o necessitano di ulteriori ricerche per risolvere dubbi che riguardano le variazioni di flusso in corrispondenza di alcune opere di difesa in base al clima meteo-marino, la direzione del trasporto alle foci fluviali e le perdite di sedimento che avvengono in occasione delle mareggiate più energetiche sia verso l'entroterra, con i fenomeni di *washover*, che verso mare, con le correnti di ritorno e di torbida.

3.5. Le mareggiate, le maree e “l'acqua alta”

La mareggiata è un evento meteomarinico complesso, caratterizzato da moto ondoso e vento forte, responsabile della traslazione di masse d'acqua sulla costa (Fig. 3.7) e della mobilitazione di grandi quantità di sedimento. Il moto ondoso è il principale responsabile dei processi di erosione costiera, mentre il sovrizzo della superficie del mare, legato alla combinazione di diverse componenti mareali e del *setup* da onda, è la causa principale dei fenomeni di inondazione marina.

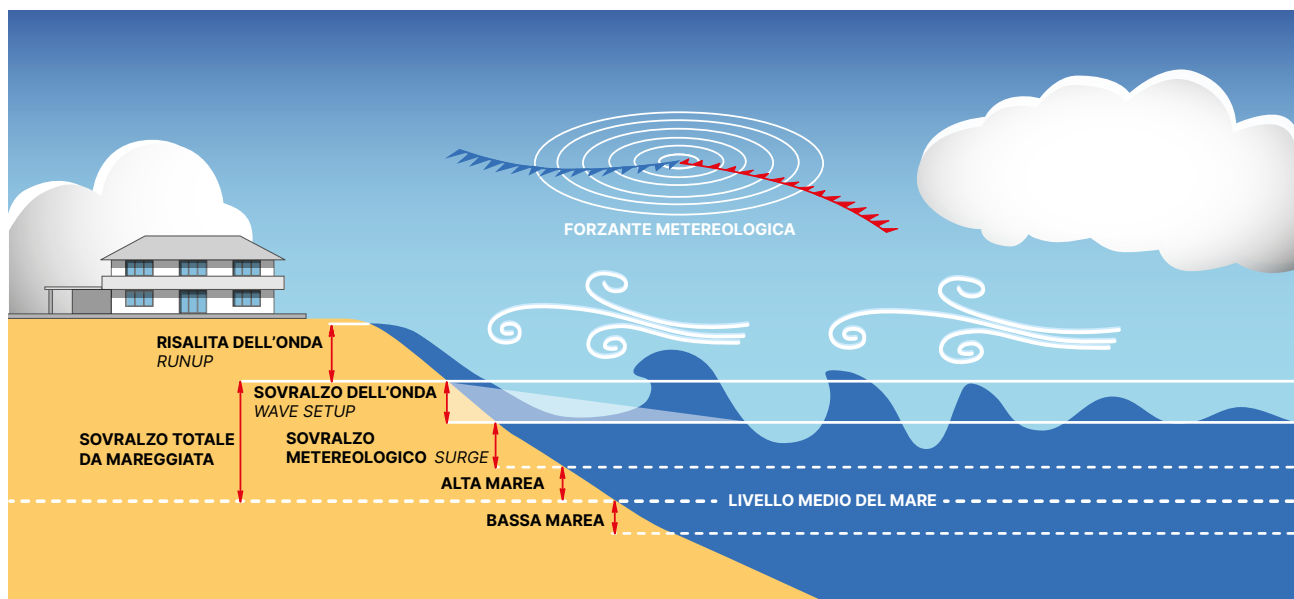


Figura 3.7. Schema dei principali fattori che caratterizzano le mareggiate. In prossimità della riva le onde producono un innalzamento della superficie del mare (*setup*) e, frangendo, risalgono lungo la spiaggia o le opere di difesa (*runup*). La mareggiata è spesso accompagnata da un'ulteriore sopraelevazione della superficie del mare (*surge*), nota come "acqua alta", dovuta alla combinazione della marea astronomica p.p., all'azione tangenziale del vento e ai gradienti di pressione atmosferica. Questi parametri possono essere molto variabili lungo la fascia costiera e si modificano nel corso di una mareggiata.

Nella zona del delta del Po e della costa emiliano-romagnola, i principali venti dominanti che incidono sulla costa sono la Bora da nord-est e lo Scirocco da sud-est [32]. Durante le grandi tempeste alimentate da questi venti, l'altezza significativa dell'onda può raggiungere velocemente i 3 metri [35], toccando eccezionalmente valori potenzialmente superiori ai 5 metri in inverno, come risultato delle mareggiate forzate dal vento di Scirocco [36]. Altezze massime delle onde di 12 metri sono state registrate nel 1979 presso la Piattaforma Acqua Alta del CNR, al largo di Venezia [36].

Il litorale emiliano-romagnolo è comunque caratterizzato da un clima d'onda di bassa energia dove il 60% delle mareggiate ha un'onda significativa (H_s) < 1 metro [34; 37]. Le mareggiate più frequenti sono prodotte dai venti di Scirocco, che raggiungono i 30 nodi, mentre i valori di massima altezza d'onda sono attribuibili ai venti di Bora, che raggiungono frequentemente i 35 nodi, e di Levante [34; 38]. Le analisi più recenti condotte da Arpa sui dati della Boa ondometrica Nausica, installata al largo di Cesenatico, indicano, per il periodo 2007-2021, un numero di 271 mareggiate, con $H_s > 1,5$ metri e durata media di 18 ore, caratterizzate da una direzione media di provenienza dell'onda orientale (ENE), con un'altezza media dell'onda di 1,80 metri e con l'altezza massima di 4,66 metri (registrata il 6 febbraio 2015) [39].

LE MAREE E "L'ACQUA ALTA" Il regime delle maree è di tipo micro-tidale asimmetrico con componenti sia diurne sia semi-diurne e con un'escursione di marea massima di 1,2 metri e media tra 80-90 cm in periodi di sizigia e tra 30-40 cm in periodi di quadratura [40]. I fenomeni di *storm surge* ('acqua alta') sono frequenti e gli eventi più intensi sono generati da venti di sud-est (Scirocco) combinati a condizioni di bassa pressione atmosferica che favoriscono la sovrarelevazione dell'acqua nel nord dell'Adriatico [41]. Gli eventi di *storm surge* sono spesso accompagnati da oscillazioni libere del mare (*sesse*) che, in un bacino semichiuso come l'Adriatico, possono persistere anche diversi giorni dopo la cessazione dei fattori perturbativi che le hanno innescate. L'oscillazione fondamentale longitudinale ha un periodo di circa 21-22 ore [41; 42; 43], molto simile a quello della marea astronomica. Può accadere che, nei giorni successivi ad uno *storm surge*, la componente mareale e le sesse si trovino in fase e determinino una sovrarelevazione eccezionale del livello del mare che prolunga l'evento di acqua

alta. Il valore di “acqua alta” massimo registrato al mareografo di Porto Corsini (RA) è di 1,64 metri del 22 dicembre 1979. Dal 2013, anno di installazione del mareografo di Porto Garibaldi (FE), si è osservato un incremento del numero di episodi di “acqua alta”; in particolare, dal 2018 al 2022, si sono registrati da sei a nove episodi all’anno, che testimoniano un aumento degli eventi rispetto a quelli del periodo precedente.

3.6. Variazione del livello del mare: passato, presente e futuro

Il livello del mare attualmente si sta alzando, così come è avvenuto nell’intero Olocene e come è stato dimostrato dall’analisi delle serie di dati strumentali (mareografi, osservazioni satellitari) e dalle ricostruzioni geologiche (dati paleoambientali).

Il livello medio globale del mare rappresenta una misura integrata dello stato del sistema climatico, che comprende sia l’oceano che la criosfera (porzioni della Terra coperte di ghiaccio), e può essere visto come un indicatore importante di ciò che sta accadendo al clima nel presente e cosa potrebbe accadere in futuro. I cambiamenti a lungo termine del livello medio del mare globale (GMSL) sono guidati principalmente da tre processi:

1. scioglimento delle calotte polari e dei ghiacciai di montagna a causa del riscaldamento dell’oceano e dell’atmosfera, con conseguente aumento del volume di acqua dolce nell’oceano;
2. espansione termica dovuta al calore intrappolato dall’acqua, con conseguente innalzamento del livello del mare;
3. stoccaggio dell’acqua terrestre: ad esempio attraverso la costruzione di dighe e invasi artificiali che sottraggono quote importanti di acqua dal normale deflusso verso il mare.

I dati geologici relativi ai periodi in cui la dimensione e la configurazione della criosfera era in gran parte analoga a quella di oggi ci possono fornire molti dati empirici per confrontare le

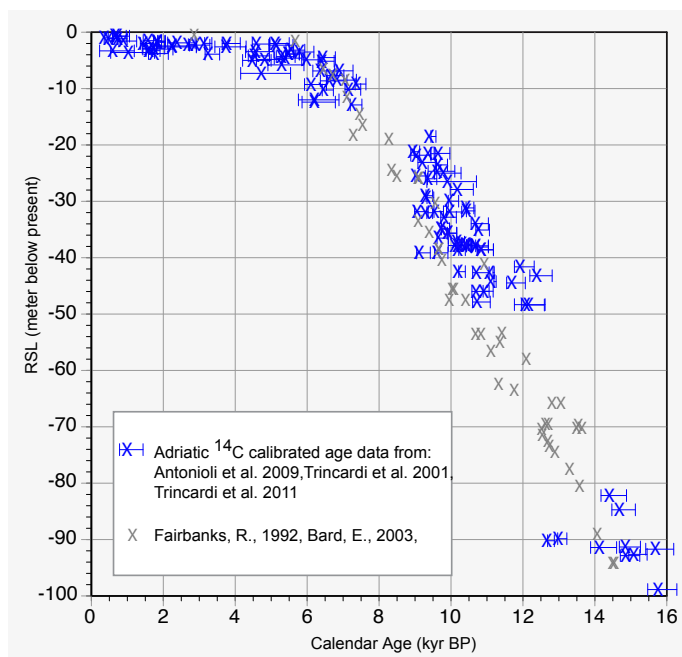
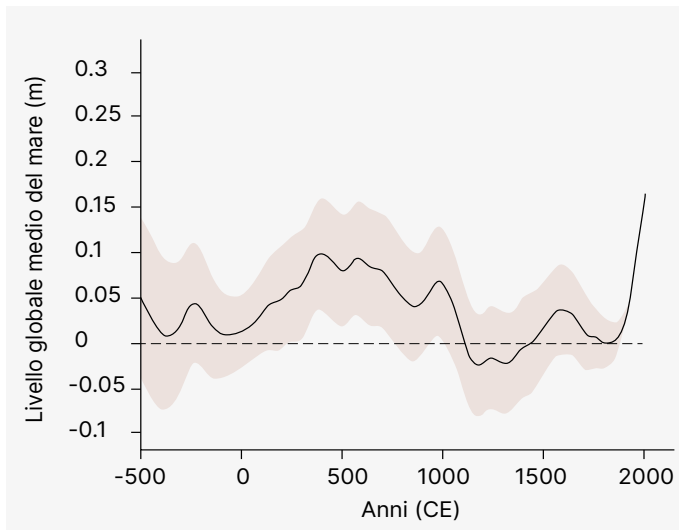


Figura 3.8. Curva di risalita post Massimo Glaciale ricostruita con dati acquisiti nei depositi trasgressivi del mare Adriatico [46; 47]. I dati riportati in grigio sono relativi alle curve globali [48; 49].

condizioni climatiche attuali con quelle del passato [44]. Studi dell’ultimo periodo interglaciale (LIG), noto anche come stadio isotopico marino MIS 5e, MIS 5.5 o la fase Eemiana nell’Europa occidentale, vengono usati per ricostruire il livello del mare globale di 125.000 anni fa. È stato stimato che durante il LIG il livello del mare era circa da 4 a 5.5 metri più alto di quello attuale [44]. Questo livello eustatico è stato associato allo scioglimento di porzioni delle calotte polari sia della Groenlandia che dell’Antartide occidentale e a una temperatura media globale che era simile o forse poco più calda rispetto a quella del periodo pre-industriale [45].

La ricostruzione del livello del mare del passato è basata sulle datazioni con il metodo del radiocarbonio dei depositi trasgressivi, costieri e lagunari, che si trovano in piattaforme continentali. Nel bacino adriatico sono stati datati molti campioni che hanno permesso la ricostruzione di una curva di risalita del livello relativo del mare dall’ultimo periodo glaciale a oggi. Questa curva si è ottenuta rapportando la datazione del campione con la profondità di prelievo [46; 47;

48; 49]. La risalita eustatica, dovuta allo scioglimento dei ghiacci dell'ultimo periodo glaciale, evidenzia tassi elevati che portarono il livello del mare a sollevarsi rapidamente di circa 100 metri in 10.000 anni (ovvero 0,1 mm/anno) e, in seguito, a rallentare la risalita circa 5.5 mila anni fa (Fig. 3.8).



Le variazioni del livello del mare sono ora monitorate attraverso dati strumentali quali mareografi e dati satellitari. Le serie strumentali più lunghe sono quelle utilizzate dall'IPCC (International Panel of Climate Change) che, per il XX secolo, mostrano un aumento medio del livello del mare di 1,4 mm/anno con un'accelerazione alla fine del secolo, ben evidente anche a livello globale. Tra il 1993 e il 2018 il tasso è stato infatti di circa 2,8 mm/anno e nell'intervallo 2006-2018, di 3.7 mm/anno (Figg. 3.9 e 3.10). Il rapporto dell'IPCC specifica che il principale motore di tale impennata, almeno dal 1970, è da attribuire all'attività umana (*anthropogenic forcing*) e, sostanzialmente, al livello delle emissioni di gas climalteranti (metano, CO₂ e altri gas) che provocano aumento delle temperature e delle precipitazioni atmosferiche [50].

Figura 3.9. Variazione del livello del mare, a livello globale, negli ultimi 2500 anni [51].

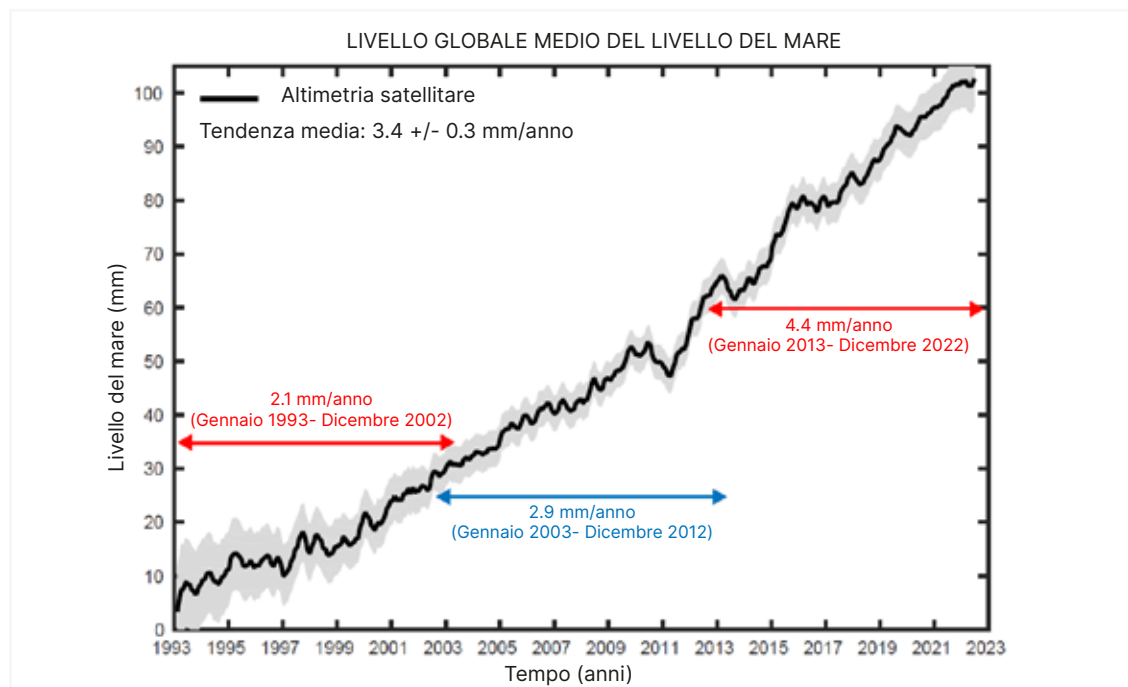


Figura 3.10. Evoluzione globale del livello medio del mare dal gennaio 1993 all'agosto 2022 (curva nera) con incertezza associata (area ombreggiata). Le linee rette orizzontali colorate rappresentano le tendenze lineari medie su tre intervalli di tempo successivi [52]. Si stima che l'innalzamento del livello medio del mare globale sia di $3,4 \pm 0,3$ mm/anno nei 30 anni (1993-2022) della registrazione dell'altimetro satellitare, ma il tasso è raddoppiato tra il primo decennio (1993-2002) e l'ultimo (2013-2022) durante il quale il tasso ha superato 4,4 mm/anno. L'accelerazione del sollevamento del livello medio del mare globale è stimata in $0,12 \pm 0,05$ mm/anno² nel periodo di 30 anni. Da gennaio 2020 il suo aumento ammonta a circa 10 mm, una frazione sostanziale dell'aumento di livello medio del mare globale dal 1993 (che è risultato di circa 100 mm)[52].

Nell'ultimo report IPCC 2019 [51], applicando la modellistica numerica, sono stati analizzati diversi scenari di futuro innalzamento del livello del mare considerando i principali effetti dipendenti dal riscaldamento globale dovuto alle emissioni di CO₂. Attualmente le emissioni di CO₂ in atmosfera sono le più alte degli ultimi due milioni di anni e sono aumentate del 47% dal 1750 mentre quelle del metano sono il 150% in più. Nel rapporto sono stati considerati due scenari emissivi, da quello più ottimistico e improbabile, che prevede un aumento di temperatura al 2100 di 1.5°C, (caso di uno sviluppo socio-economico virtuoso), a quello più pessimistico, che prevede un aumento della temperatura superiore ai 4.5°C (caso di uno sviluppo basato completamente sull'utilizzo di energie fossili). Nel grafico di Fig. 3.11 è riportato il possibile innalzamento del livello del mare a scala globale al 2050 e al 2100, e viene stimato il contributo dei principali processi innescati dal riscaldamento globale, ovvero lo scioglimento dei ghiacciai artici, antartici e continentali, lo stoccaggio di acqua in terraferma e l'espansione termica degli oceani. Sia lo stato attuale sia le proiezioni evidenziano che l'espansione termica degli oceani e lo scioglimento dei ghiacciai continentali contribuiscono e contribuiranno maggiormente al fenomeno; inoltre, l'innalzamento del livello del mare, che non è lineare ma è soggetto ad accelerazioni, raggiungerà un valore preoccupante nello scenario al 2100 (circa 50-100 cm in più rispetto al livello del mare degli anni '70). Questa tendenza inevitabilmente aumenterà l'instabilità delle aree costiere provocando gli episodi di ingressione di acqua di mare sempre più frequenti con conseguenti allagamenti.

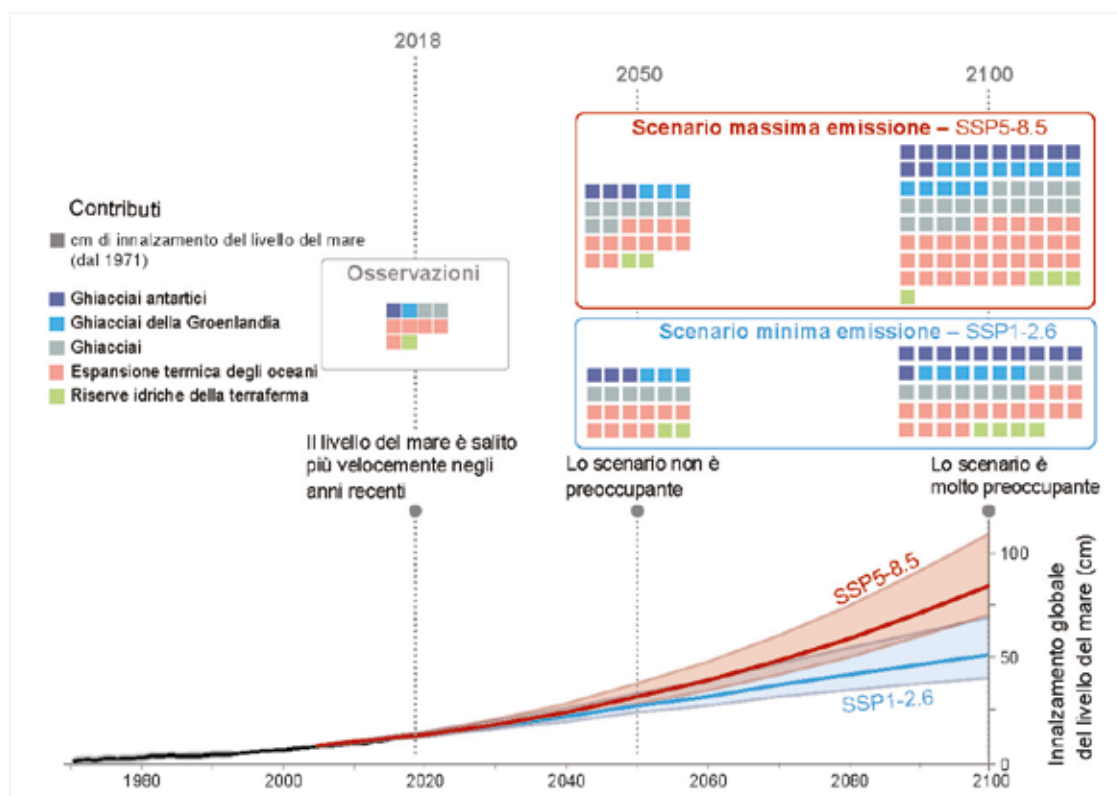


Figura 3.11 . Innalzamento medio globale del livello del mare osservato e previsto e contributi dei suoi principali costituenti [51].

BIBLIOGRAFIA

- [1] Milliman J.D. & Meade R.H. (1983). World-Wide Delivery of River Sediment to the Oceans. *Journal of Geology*, 91, 1-21. <https://doi.org/10.1086/628741>
- [2] Bosman A., Romagnoli C., Madricardo F., Correggiari A., Remia A., Zubalich R. & Trincardi F. (2019). Short-term evolution of Po della Pila delta lobe from high-resolution multibeam bathymetry (2013–2016). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 233.
- [3] Trincardi F., Amorosi A., Bosman A., Correggiari A., Madricardo F. & Pellegrini C. (2020). Ephemeral rollover points and clinothem evolution in the modern Po Delta based on repeated bathymetric surveys. *Basin Res.*, 32, 402–418. <https://doi.org/10.1111/bre.12426>
- [4] Cattaneo A., Correggiari A., Langone L. & Trincardi F. (2003). The late-Holocene Gargano subaqueous delta, Adriatic shelf: Sediment pathways and supply fluctuations. *Marine Geology*, 193, 61-91.
- [5] Frignani M., Langone L., Pacelli M. & Ravaioli M. (1992). Input, distribution and accumulation of dolomite in sediments of the Middle Adriatic Sea. *Rapp. Comm. int. Mer Medit.* 33, 324.
- [6] Milliman J.D. & Syvitski J.P.M. (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *J. Geol.* 100, 525-544.
- [7] Kettner A. J. & Syvitski J.P.M. (2007). Predicting discharge and sediment flux of the Po River, Italy since the last glacial maximum. In: *Analogue and Numerical Forward Modelling of Sedimentary Systems; from Understanding to Prediction: International Association of Sedimentologists*, edited by P. L. de Boer et al., special publication 39.
- [8] Pellegrini C., Tesi T., Schieber J., Bohacs K. M., Rovere M., Asioli A., Nogarotto A. & Trincardi F. (2021). Fate of terrigenous organic carbon in muddy clinothems on continental shelves revealed by stratal geometries: Insight from the Adriatic sedimentary archive, *Global and Planetary Change*, 203, ISSN 0921-8181. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103539>
- [10] Nittrouer C., Miserocchi S. & Trincardi F. (2004). The PASTA Project: Investigation of Po and Apennine Sediment Transport and Accumulation. *Oceanography*, 17/4, 46-57.
- [11] Cilli S., Billi P., Schippa L., Grottole E. & Ciavola P. (2021). Bedload transport and dune bedforms characteristics in sand-bed rivers supplying a retreating beach of the northern Adriatic Sea (Italy). *Journal of Hydrology: Regional Studies* 37, 1-18.
- [12] Billi P., Salemi E., Preciso E., Ciavola P. & Armaroli C. (2017). Field measurement of bedload in a sand-bed river supplying a sediment starving beach. *Z. Fur Geomorphol.* 61, 207–223. <https://doi.org/10.1127/zfg/2017/0466>
- [13] Artegiani A., Bregant D., Paschini E., Pinardi N., Raicich F. & Russo A. (1997a). The Adriatic Sea general circulation: Part I. Air–sea interactions and water mass structure. *J. Phys. Oceanogr.* 27, 1492–1514.
- [14] Artegiani A., Bregant D., Paschini E., Pinardi N., Raicich F. & Russo A. (1997b). The Adriatic Sea general circulation: Part II. Baroclinic circulation structure. *J. Phys. Oceanogr.* 27, 1515–1532.
- [15] Paschini E., Artegiani A. & Pinardi N. (1993). The mesoscale eddyfield of the middle Adriatic during fall 1988. *Deep-Sea Res.* I,40, 1365–1377.
- [16] Poulain P.M. (2001). Adriatic Sea surface circulation as derived from drifter data between 1990 and 1999. *J. Marine Syst.*, 29, 3-32.
- [17] Zore Armanda M. & Gacic M. (1987). Effects of the Bura on the circulation in the North Adriatic. *Ann. Geophys.* 5B, 93– 102.
- [18] Gacic M., Civitarese G. & Ursella L. (1999). Spatial and seasonal variability of water and biogeochemical fluxes in the Adriatic sea. In: Malanotte-Rizzoli, P., Eremeev, V.N. (Eds.), *The Eastern Mediterranean as a Laboratory Basin for the Assessment of Contrasting Ecosystems*. Kluwer Academic Publishers, pp. 335– 357.
- [19] Boldrin A., Langone L., Miserocchi S., Turchetto M. & Acri F. (2005). Po River plume on the Adriatic continental shelf: dispersion and sedimentation of dissolved and suspended matter during different river discharge rates. *Mar. Geol.*, 222–223, 135–158.

- [20] Zavatarelli M. & Pinardi N. (2003). The Adriatic Sea modelling system: A nested approach. *Ann. Geophys.*, 21, 345–364.
- [21] Benetazzo A., Bergamasco A., Bonaldo D., Falcieri F.M., Sclavo M., Langone L. & Carniel S. (2014). “Response of the Adriatic Sea to an intense cold air outbreak: Dense water dynamics and wave-induced transport” *Progress in oceanography* 128, 115-138. doi: 10.1016/j.pocean.2014.08.015
- [22] Vilibić I. (2003). An analysis of dense water production on the North Adriatic shelf Estuar. *Coast Shelf Sci.*, 56, 697-700.
- [23] Harris C. K., Sherwood C. R., Signell R. P., Bever A. J. & Warner J. C. (2008). Sediment dispersal in the northwestern Adriatic Sea, *J. Geophys. Res.*, 113, C11S03, doi:10.1029/2006JC003868
- [24] Trincardi F., Verdicchio G. & Miserocchi S. (2007). Seafloor evidence for the interaction between cascading and along-slope bottom water masses. *J. Geophys. Res.*, 112, F03011, doi:10.1029/2006JF000620
- [25] Bonaldo D., Benetazzo A., Bergamasco A., Campiani E., Fogliani F., Sclavo M., Trincardi F. & Carniel S. (2016). Interactions among Adriatic continental margin morphology, deep circulation and bedform patterns. *Mar. Geol.*, 375:82–98. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.09.012>
- [26] Chiggiato J., Schroeder K. & Trincardi F. (2016). Cascading dense shelf-water during the extremely cold winter of 2012 in the Adriatic, Mediterranean Sea: Formation, flow, and seafloor impact. *Marine Geology*, 375, 1-4, ISSN 0025-3227.
- [27] Langone L., Conese I., Miserocchi S., Boldrin A., Bonaldo D., Carniel S., Chiggiato J., Turchetto M., Borghini M. & Tesi T. (2016.) Dynamics of particles along the western margin of the Southern Adriatic: Processes involved in transferring particulate matter to the deep basin, *Marine Geology*, Volume 375, Pages 28-43, ISSN 0025-3227. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.09.004>
- [28] Vilibić I. & Orlić M. (2001). Least squares tracer analysis of water masses in the South Adriatic (1967–1990) , *Deep-Sea Research Part I*, 48 pp., 2297-2330.
- [29] Pellegrini C. (2016). Drivers of Continental Margin Growth. Examples from the Quaternary Adriatic Basin, [Dissertation thesis], Alma Mater Studiorum Università di Bologna. Dottorato di ricerca in Scienze della terra <<http://amsdottorato.unibo.it/view/dottorati/DOT300/>>, 28 Ciclo. DOI 10.6092/unibo/amsdottorato/7499
- [30] Lascaratos A., Roether W., Nittis K. & Klein B. (1999). Recent changes in deep water formation and spreading in the eastern Mediterranean Sea: a review. *Prog. Oceanogr.*, 44, 5-36.
- [31] Orlic M., Kuzmic M. & Pasaric M. (1994). Response of the Adriatic Sea to the Bora and Sirocco forcing. *Cont. Shelf Res.*, 14, 91 – 116, doi:10.1016/0278-4343(94)90007-8
- [32] Arpa (2008). Stato del litorale emiliano-romagnolo all'anno 2007 e piano decennale di gestione. Bologna: I quaderni di Arpa. Pagine 272. ISBN-88-8754-21-1.
- [33] Marini M., Maselli V., Campanelli A., Fogliani F. & Grilli F. (2016). Role of the Mid-Adriatic deep in dense water interception and modification. *Mar. Geol.*, 375, 5-14.
- [34] Idroser (1996). Progetto di Piano per la Difesa dal Mare e la Riquadificazione Ambientale del Litorale della Regione Emilia -Romagna; Relazione Generale. Regione Emilia-Romagna, Bologna, pp. 365.
- [35] Pomaro A., Cavaleri L., Papa A. & Lionello P. (2018). 39 years of directional wave recorded data and relative problems, climatological implications and use. *Sci Data*. Jul 17;5:180139. doi: 10.1038/sdata.2018.139. PMID: 30015808; PMCID: PMC6049034.
- [36] Cavaleri L., Bertotti L., Buizza R., Buzzi A., Masato V., Umgiesser G. & Zampieri M. (2010). Predictability of extreme meteo-oceanographic events in the Adriatic Sea. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(647), 400–413. <https://doi.org/10.1002/qj.567>
- [37] Ciavola P., Armaroli C., Chiggiato J., Valentini A., Deserti M., Perini L. & Luciani P. (2007). Impact of storms along the coastline of Emilia-Romagna: the morphological signature on the Ravenna coastline (Italy). *Journal of Coastal Research SI* 50, 540 - 544, ICS2007 (Proceedings). Australia ISSN 0749.0208.
- [38] Gruppo Nazionale per la Ricerca sull'Ambiente Costiero (2006). Le spiagge dell'Emilia-Romagna. *Studi costieri, lo stato dei litorali italiani*, 10, pp. 83-88.
- [39] AAVV (2021). Rapporto IdroMeteoClima ARPAE, ISBN: 978-88-87854-51-0 <https://www.arpae.it/it/temi-ambientali/meteo/report-meteo/rapporti-annuali/rapporto-idrometeoclima-2021/view>
- [40] Gambolati G. & Teatini P. (1998). Numerical analysis of land subsidence due to natural compaction of the upper Adriatic Sea basin, in *CENAS: Coastline Evolution of the Upper Adriatic Sea due to Sea Level Rise and Natural and Anthropogenic Land Subsidence*. *Water Sci. Technol. Libr. Ser.*, 28, edited by G. Gambolati, 103– 131, Springer, New York.

- [41] Masina M. & Ciavola P. (2011). Analisi dei Livelli Marini estremi e delle Acque Alte lungo il Litorale Ravennate Studi Costieri, 18, 87-101.
- [42] Raicich F., Orlić M., Vilibić I. & Malačič V. (1999). A case study of the Adriatic seiches (December 1997). *Il Nuovo Cimento*, 22 C (5), 715-726.
- [43] Vilibić I. (2006). The role of the fundamental seiche in the Adriatic coastal floods. *Continental Shelf Research* 26, 206-216.
- [44] Siddall M., Abe-Ouchi A., Andersen M., Antonioli F., Bamber J., Bard E., Clark J., Clark P., Deschamps P., Dutton A., Elliot M., Gallup C., Gomez N., Gregory J., Huybers P., Kawamura K., Kelly M., Lambeck K., Lowell T. & Yu Shi-Yong (2010). The sea-level conundrum: case studies from palaeo-archives. *Journal of Quaternary Science*, 25, 19-25. [10.1002/jqs.1270](https://doi.org/10.1002/jqs.1270)
- [45] Clark P. & Huybers P. (2009). Global change: Interglacial and future sea level. *Nature*, 462, 856-7. [10.1038/462856a](https://doi.org/10.1038/462856a)
- [46] Trincardi F., Argnani A. & Correggiari A. (2011). Note illustrative della carta geologica dei mari italiani alla scala 1:250.000, S.EL.CA, fogli Ancona NK 33 - 1/2, Bari NK 33-6 e Vieste NK 33- 8/9.
- [47] Moscon G., Correggiari A., Stefani C., Fontana A. & Remia A. (2015). Very-high resolution analysis of a transgressive deposit in the Northern Adriatic Sea (Italy). *Alpine and Mediterranean Quaternary*, 28, 121-129.
- [48] Fairbanks R.G. (1992). Barbados Sea Level and Th/U 14C Calibration. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series 92-020. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- [49] Bard E. (2003). Tahiti Deglacial Relative Sea Level Reconstruction, IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series 2003-028. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- [50] Head M.J., Steffen W., Fagerlind D., Waters C.N., Poirier C., Syvitski J., Zalasiewicz J.A., Barnosky A.D., Cearreta A., Jeandel C., Leinfelder R., McNeill J., Rose N.L., Summerhayes C., Wagemann M. & Zinke J. (2022). The Great Acceleration is real and provides a quantitative basis for the proposed Anthropocene Series/Epoch. *Episodes*, 45, 359-376. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2021/021031>
- [51] IPCC 6AR 2021 Fox-Kemper, H.T. Hewitt B., Xiao C., Aðalgeirsdóttir G., Drijfhout S.S., Edwards T.L., Gollode N.R., Hemer M., Kopp R.E., Krinner G., Mix A., Notz D., Nowicki S., Nurhati I.S., Ruiz L., Sallée J.B., Slangen A.B.A. & Yu Y. (2021). Ocean, Cryosphere and Sea Level Change. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte V., Zha P., Pirani A., Connors S.L., Péan C., Berger S., Caud N., Chen Y., Goldfarb L., Gomis M.I., Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J.B.R., Maycock T.K., Waterfield T., Yelekçi O., Yu R. & Zhou B. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1211-1362. [doi: 10.1017/9781009157896.011](https://doi.org/10.1017/9781009157896.011)
- [52] WMO Provisional State of the Global Climate (2022). pubblicato online da World Meteorological Organisation <https://public.wmo.int/en/our-mandate/climate/wmo-statement-state-of-global-climate>

BANCHE DATI E CARTOGRAFIA



4. LE BANCHE DATI PER GLI STUDI COSTIERI	51
4.1. Le banche dati dell'Emilia-Romagna	
4.2. Il Sistema Informativo del mare e della Costa (SIC)	



5. LA CARTOGRAFIA DEL SETTORE MARINO-COSTIERO	58
5.1. La cartografia delle unità geologiche oloceniche	
5.2. L'utilizzo della cartografia storica negli studi costieri	
5.3. Lo sviluppo della cartografia tematica per gli scopi applicativi	
5.4. La modellazione 3D della fascia marino costiera	



Le banche dati geografiche si sono dimostrate, anche in ambito marino-costiero, gli strumenti fondamentali ed efficaci per raccogliere informazioni, avviare nuovi studi e per supportare i processi decisionali. Le banche dati sono organizzate e gestite attraverso Sistemi Informativi Geografici che permettono di sviluppare tutte le fasi di elaborazione delle conoscenze, dalla raccolta del dato, alla catalogazione, elaborazione, conservazione, comunicazione.

Per l'Emilia-Romagna è disponibile il Sistema Informativo del Mare e della Costa (SIC) che è stato specificatamente progettato allo scopo di sviluppare il quadro conoscitivo di riferimento in merito all'evoluzione geologica, storica e recente della piana costiera e della porzione marina antistante. Il SIC fornisce una solida base per gli studi specifici sui rischi costieri, diviene quindi la fucina per la produzione di cartografia tematica che supporta i piani di settore della costa e del mare, la progettazione degli interventi di difesa costiera e lo sviluppo del sistema di allertamento regionale per i fenomeni di mareggiata.

Alcuni dati acquisiti si sono rivelati particolarmente utili negli studi costieri come, ad esempio, le mappe storiche che, a partire dalle prime carte del '500, hanno mostrato la geografia della costa nel passato fornendo importanti informazioni sull'evoluzione del litorale, sui processi costieri avvenuti che possono ripresentarsi in futuro.

Il SIC si integra inoltre con altre banche dati regionali, come quella geognostica, dalle quali attinge informazioni per l'elaborazione delle cartografie tematiche finalizzate all'attuazione delle direttive di settore e al supporto alla pianificazione territoriale.

La cartografia geologica e tematica ha avuto, inoltre, un recente impulso grazie a nuove tecnologie ovvero software per l'elaborazione cartografica 3D che ha fornito una svolta fondamentale nella gestione e analisi integrata di grandi quantità di dati e nella visualizzazione degli output cartografici.

4. LE BANCHE DATI E GLI STUDI COSTIERI

4.1. Le banche dati dell'Emilia-Romagna

Gli strumenti fondamentali per elaborare studi e analisi di dettaglio sono le banche dati, specificamente progettate per raccogliere e organizzare i dati acquisiti nel tempo sia a terra che a mare. In ambito costiero le banche dati possono essere distinte sulla base della tipologia di dato in:

- banche dati delle indagini geologiche che raccolgono le informazioni riguardanti le prove geognostiche e geofisiche in sito e le analisi di laboratorio (sedimentologiche, geotecniche, mineralogiche e chimiche). Includono, ad esempio, la stratigrafia di carotaggi, i dati delle prove penetrometriche, analisi granulometriche, datazioni ^{14}C , analisi XRF, profili CHIRP ecc.;
- banche dati territoriali e delle cartografie che contengono le mappe geologiche e tematiche, le sezioni geologiche, le carte topografiche attuali e storiche, le immagini telerilevate (foto aeree, immagini satellitari) e i modelli digitali del terreno.

La fruizione delle banche dati avviene principalmente attraverso i sistemi informativi geografici (GIS), strumenti di elaborazione, controllo e interscambio di dati divenuti indispensabili in tutti i processi di pianificazione territoriale, per la programmazione e la progettazione degli interventi e dei monitoraggi nonché per l'analisi e la gestione dei rischi. Grazie al GIS è possibile analizzare contestualmente tematismi differenti garantendo un approccio di studio più ampio e interdisciplinare. La possibilità di variare facilmente la scala spaziale di lavoro, dall'ambito regionale o extra-regionale fino alla scala locale, favorisce una visione più completa del contesto geologico, delle dinamiche costiere e dei fattori che influiscono sulle criticità, anche nel caso in cui esse siano apparentemente condizionate solo da forzanti locali.

I GIS sono dotati di strumenti specifici per la produzione cartografica e per l'analisi spaziale dei dati; i risultati di queste elaborazioni possono alimentare ulteriormente le banche dati.

La condizione necessaria per la rappresentazione dei dati nel GIS è la georeferenziazione ovvero l'attribuzione dell'informazione relativa alla loro ubicazione geografica. Altra condizione fondamentale è la descrizione delle caratteristiche del dato in termini alfanumerici attraverso tabelle per i dati di tipo vettoriale. La tabella consente una rapida consultazione del dato, la creazione di legende e layout cartografici anche complessi nonché si presta a elaborazioni numeriche ed esportazioni per ulteriori applicazioni.

Le informazioni provenienti dalle banche dati strutturate attraverso il GIS possono, infine, essere rese accessibili online (webgis) al fine di una fruizione pubblica.

4.2. Il Sistema Informativo del Mare e della Costa (SIC)

La fascia costiera dell'Emilia-Romagna e l'area marina antistante sono state oggetto, negli ultimi decenni, di numerosi studi e monitoraggi condotti sia dalle strutture regionali sia da altri enti e istituti di ricerca che hanno prodotto nel tempo moltissimi dati e informazioni. A partire dall'anno 2001, contestualmente all'avvio del programma regionale di "Gestione Integrata della Zona Costiera" (GIZC), è cominciata la raccolta e la sistematizzazione di tutti i dati, delle cartografie e delle relazioni descrittive, utilizzando le tecnologie GIS per la loro rappresentazione

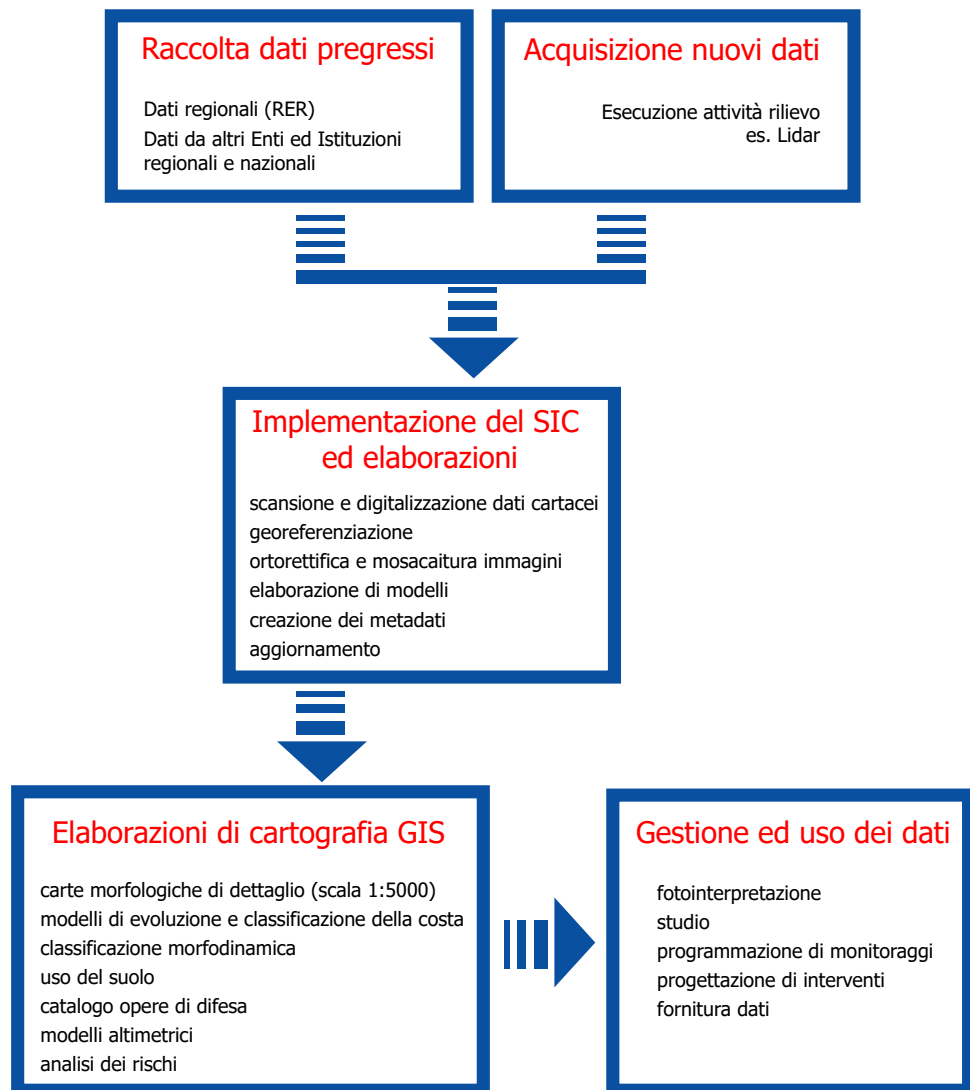


Figura 4.1. Struttura e flusso dei dati del Sistema Informativo del Mare e della Costa.

e gestione. Tale operazione ha dato origine al Sistema Informativo del Mare e della Costa (SIC) [1; 2] (Fig. 4.1).

Si tratta di un 'sistema informativo geografico' e, come tale è costituito di persone, hardware, software e procedure che permettono di raccogliere, elaborare, memorizzare e diffondere le informazioni, in questo caso, pertinenti all'ambito costiero e che comprende degli input (dati e istruzioni) e degli output (rapporti, documenti elaborazioni, servizi).

Dopo oltre 20 anni, il SIC contiene un patrimonio di informazioni molto ampio, costantemente aggiornato da cui attingere per affinare il quadro conoscitivo di riferimento ai fini della pianificazione territoriale della zona costiera e dello spazio marino e per la valutazione dei rischi costieri.

Il **SIC** include dati acquisiti a partire dal dopoguerra e cartografie storiche che consentono ricostruzioni mirate a contestualizzare le condizioni attuali della costa in riferimento a dinamiche agenti su scale di tempo diverse, da decennali a millenarie. Esso comprende anche dati e sistemi informativi tematici, alcuni dei quali pubblicati su web (webgis).

Il Sistema Informativo del mare e della Costa si articola in sette gruppi tematici che riguardano lo stato fisico del litorale, i rischi costieri e le risorse della fascia marino-costiera:

In_Coast: webgis relativo all'assetto e all'evoluzione della costa. Raccoglie informazioni relative al sistema fisico costiero e alle principali dinamiche evolutive del territorio.

in_Storm: sistema informativo per la gestione dei dati delle mareggiate. Organizza e gestisce i dati relativi alla previsione, al monitoraggio e alla quantificazione dei danni prodotti dagli eventi di mareggiata.

in_Sand: sistema informativo per la gestione della sabbia offshore nei progetti di protezione costiera. Sviluppato in collaborazione con CNR-ISMAR, contiene un'ampia banca dati sugli aspetti geologici e geomorfologici dei giacimenti sottomarini di sabbie.

in_Sea: webgis degli usi antropici del mare. Gestisce i dati relativi alle principali attività che si svolgono in mare (pesca, difesa, navigazione, porti, sfruttamento idrocarburi, ecc.).

in_Defence: banca dati delle difese costiere e degli interventi di ripascimento. Contiene la mappatura aggiornata dei sistemi di difesa costiera rigida e i dati sui volumi di sabbia apportati nei litorali in erosione.

in_Move: banca dati sul tema della subsidenza nella fascia costiera che raccoglie i dati geologici e di monitoraggio utili allo studio del fenomeno.

in_Risk: webgis dei rischi costieri. Raccoglie e organizza le principali cartografie prodotte per la valutazione e mitigazione dei rischi costieri.

Oltre ai servizi webgis, che permettono la consultazione dei dati territoriali e cartografici online, molte informazioni sono scaricabili o accessibili con servizi WMS e WFS attraverso la piattaforma MinERva ovvero il portale di condivisione delle banche dati e delle informazioni detenute dalla Direzione Generale Cura del Territorio e Ambiente della Regione Emilia-Romagna.

<https://datacatalog.regione.emilia-romagna.it/catalogCTA/geoviewer2>

Al fine di supportare il processo di 'Pianificazione dello Spazio Marittimo' in corso ai sensi della direttiva EU 89/2014, la Regione ha sviluppato, nell'ambito del progetto EU Portodimare, il - Geoportale Adriatico-Ionio (GAIR), che contiene dati e cartografie sui diversi usi del mare compresi quelli relativi allo sfruttamento dei fondali e del sottosuolo.

<https://www.portodimare.eu/layers/?limit=20&offset=0>

Questi strumenti specifici si affiancano a banche dati più generali quali la banca dati geognostica e geotecnica e la banca dati cartografica della Regione Emilia-Romagna, che costituiscono la base conoscitiva geologica.

La banca dati geognostica, riguardante l'intero territorio regionale di pianura, è nata con l'obiettivo prioritario di disporre di informazioni geologiche di sottosuolo per la realizzazione dei Fogli geologici alla scala 1:50.000 finanziati dal Progetto CARG. La maggior parte dei dati proviene da archivi di proprietà pubblica e privata che la Regione ha acquisito a partire dai primi anni '90. A questi dati pregressi si sono aggiunte, nel tempo, le indagini realizzate specificatamente dalla Regione per il Progetto CARG.

Nel caso della costa, la banca dati geognostica ha permesso sia di disporre dei dati necessari per studi specifici, quali la ricostruzione stratigrafica dettagliata della spiaggia o la caratterizzazione geotecnica dei depositi costieri, sia di progettare nuove indagini per coprire territori poco o per nulla investigati in precedenza.

<https://ambiente.regione.emilia-romagna.it/it/geologia/cartografia/webgis-banchedati/banca-dati-prove-geognostiche-regione-emilia-romagna>

Recentemente, a tale strumento è stata affiancata anche una nuova banca dati che raccoglie le risultanze delle analisi di laboratorio sui campioni prelevati.

La banca dati cartografica comprende le mappe geologiche digitali relative ai Fogli del Progetto CARG alla scala 1:50.000 ricadenti nel territorio emiliano-romagnolo, alla Carta Geologica dei mari italiani alla scala 1:250.000 del settore nord-adriatico e alle carte geologiche regionali alla scala 1:250.000, quali la Carta Sismotettonica, la Carta Geologica di Pianura, la Carta Geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo e la Carta Geologica dell'Appennino settentrionale. Le cartografie sono corredate da sezioni geologiche che forniscono importanti informazioni sul sottosuolo del territorio regionale.

Un prezioso contributo è dato anche dalla raccolta di carte topografiche storiche, disponibili a partire dal XVI secolo, che consentono di apprezzare l'evoluzione secolare della costa.

Per lo studio delle modificazioni più recenti, successive agli anni '30-40 del secolo scorso, è disponibile l'ampio catalogo di foto aeree provenienti dagli archivi regionali o acquisiti da altri enti. Altri dati di base, disponibili nei server regionali e che riguardano specificatamente il settore costiero, sono i diversi modelli digitali del terreno ricavati dai rilievi LIDAR, eseguiti negli ultimi due decenni, e i modelli digitali del fondale, elaborati dai rilievi batimetrici con scandaglio manuale, fino agli anni '50, e con ecoscandaglio negli anni successivi.

In particolare...

Il sistema informativo in_Sand

Con le linee guida per la "Gestione Integrata delle Zone Costiere" (Delibera C.R. 20 gennaio 2005, n.645), la Regione Emilia-Romagna ha definitivamente optato per una difesa della costa basata prioritariamente su interventi 'morbidi', ovvero i ripascimenti delle spiagge, come contemplato già nel primo Piano della Costa del 1983. I primi grandi interventi che hanno sfruttato le sabbie provenienti dai giacimenti sottomarini sono stati realizzati nel 2002 e nel 2007. Essi hanno immediatamente evidenziato la necessità di disporre di uno strumento informatico per l'archiviazione, la consultazione e l'analisi rapida delle informazioni, che supporti, in modo concreto, il processo decisionale e l'elaborazione dei progetti.

Di questo si è fatto carico l'Area Geologia, Suoli e Sismica della Regione (ex SGSS) che, per lo sviluppo del "Sistema Informativo del Mare e della Costa", aveva già acquisito molte informazioni relative alla geologia dell'area marina antistante le coste regionali. Nel 2009 è stata stipulata una convenzione con l'Istituto di Scienze Marine del CNR di Bologna (CNR-ISMAR), attraverso la quale è stato sviluppato il geo database (GDB, ovvero un modello informativo predisposto da ESRI® che consente di catalogare, strutturare e relazionare i dati geografici e i loro attributi) e che alimenta il sistema informativo 'in_Sand' [2] e risponde ai seguenti requisiti:

- *permette l'accesso, in modo rapido ed efficace, ai dati geofisici, geognostici e ai prodotti cartografici, per la caratterizzazione morfologica e sedimentologica dei depositi di sabbia offshore;*
- *facilita la consultazione dei dati di monitoraggio degli interventi;*
- *consente una gestione più efficiente nelle fasi di programmazione e di progettazione degli interventi;*
- *permette di quantificare i volumi di sedimento disponibili e il residuo.*

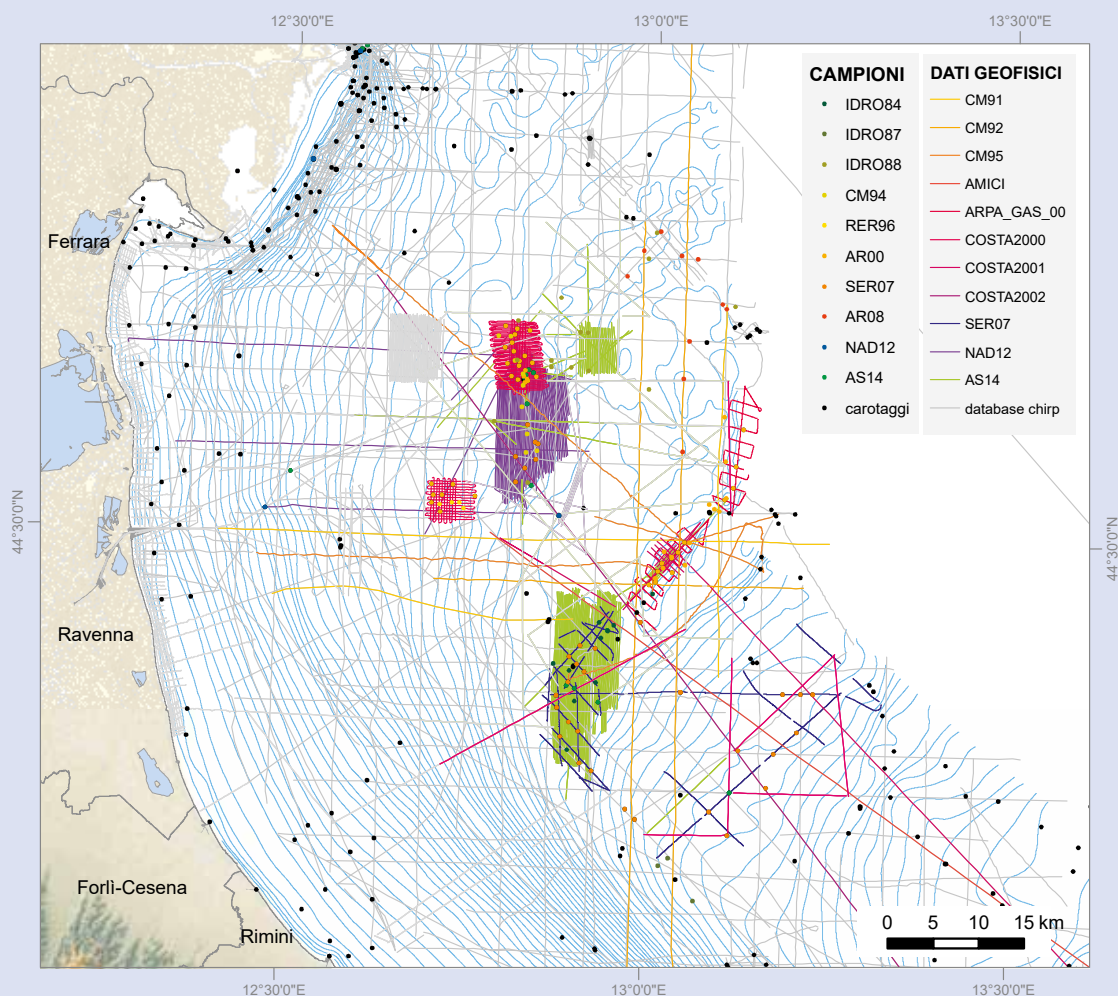


Figura 4.2. Ubicazione delle linee sismiche e dei carotaggi acquisiti tra il 1984 e il 2014 (evidenziati in colore) e disponibili in in_Sand.

La progettazione di in_Sand ha visto il coinvolgimento delle strutture regionali preposte alla realizzazione degli interventi di difesa, in modo da recepire tutte le indicazioni e le esigenze operative emerse nelle esperienze precedenti. Lo sviluppo di in_Sand, avvenuto principalmente tra il 2010 e il 2012, è stato organizzato nelle seguenti fasi:

- 1) ricerca ed acquisizione dei dati pregressi relativi alla caratterizzazione dei depositi sottomarini dell'Emilia-Romagna. Si tratta per la maggior parte di profili geofisici, carotaggi del fondale marino e rilievi batimetrici multibeam (Fig. 4.2);
- 2) definizione dell'architettura del geodatabase. Si è focalizzata l'attenzione sulle esigenze tecniche di utilizzo dello strumento, ai fini della progettazione e dell'esecuzione dei dragaggi;
- 3) sviluppo e popolamento del geodatabase. Questa attività ha richiesto molto tempo perché parte dei dati, soprattutto quelli antecedenti gli anni '90, erano ancora in formato analogico;
- 4) realizzazione di procedure per l'analisi come, ad esempio, il calcolo degli spessori e dei volumi dei depositi, basate su strumenti GIS.

L'architettura del GDB in_Sand

Il geodatabase si compone di tre 'feature dataset': cartografia di base, campioni e depositi sabbiosi, ognuno dei quali racchiude una grande mole di dati (Fig. 4.3) che viene aggiornata di continuo sulla base di nuove indagini o dei monitoraggi effettuati prima e dopo gli interventi di dragaggio (i cosiddetti "Progettoni"):

- la cartografia di base contiene i dati batimetrici, la cartografia geologica delle unità superficiali, le tracce della navigazione e le linee geofisiche, alle quali sono associate le immagini dei profili geofisici attraverso i quali sono stati identificati i giacimenti;

- il feature dataset campioni, oltre alla posizione geografica dei carotaggi, contiene le descrizioni (log litologici), le immagini e i risultati delle prove di laboratorio;
- il feature dataset depositi sabbiosi raccoglie tutte le informazioni elaborate relative ai depositi quali i perimetri, gli spessori, le profondità della base di rinvenimento della sabbia e tutte le informazioni sugli interventi eseguiti.

Il GDB in_Sand è stato sperimentato operativamente, per la prima volta, in occasione del progetto di ripascimento straordinario condotto nel 2015-2016 (denominato "Progettone 3"). In tale occasione, è stato possibile verificare la sua efficacia nelle fasi di selezione dei siti di prelievo più idonei, di quantificazione dei volumi disponibili e di programmazione delle campagne di monitoraggio ante e post-operam. Questo strumento ha facilitato e semplificato le valutazioni preliminari, permettendo di ridurre fortemente i tempi di progettazione con un conseguente vantaggio sia per le attività logistiche e amministrative sia per l'ottimizzazione delle risorse economiche disponibili. Analoghi risultati si sono ottenuti in occasione del "Progettone 4" (2021-2022).

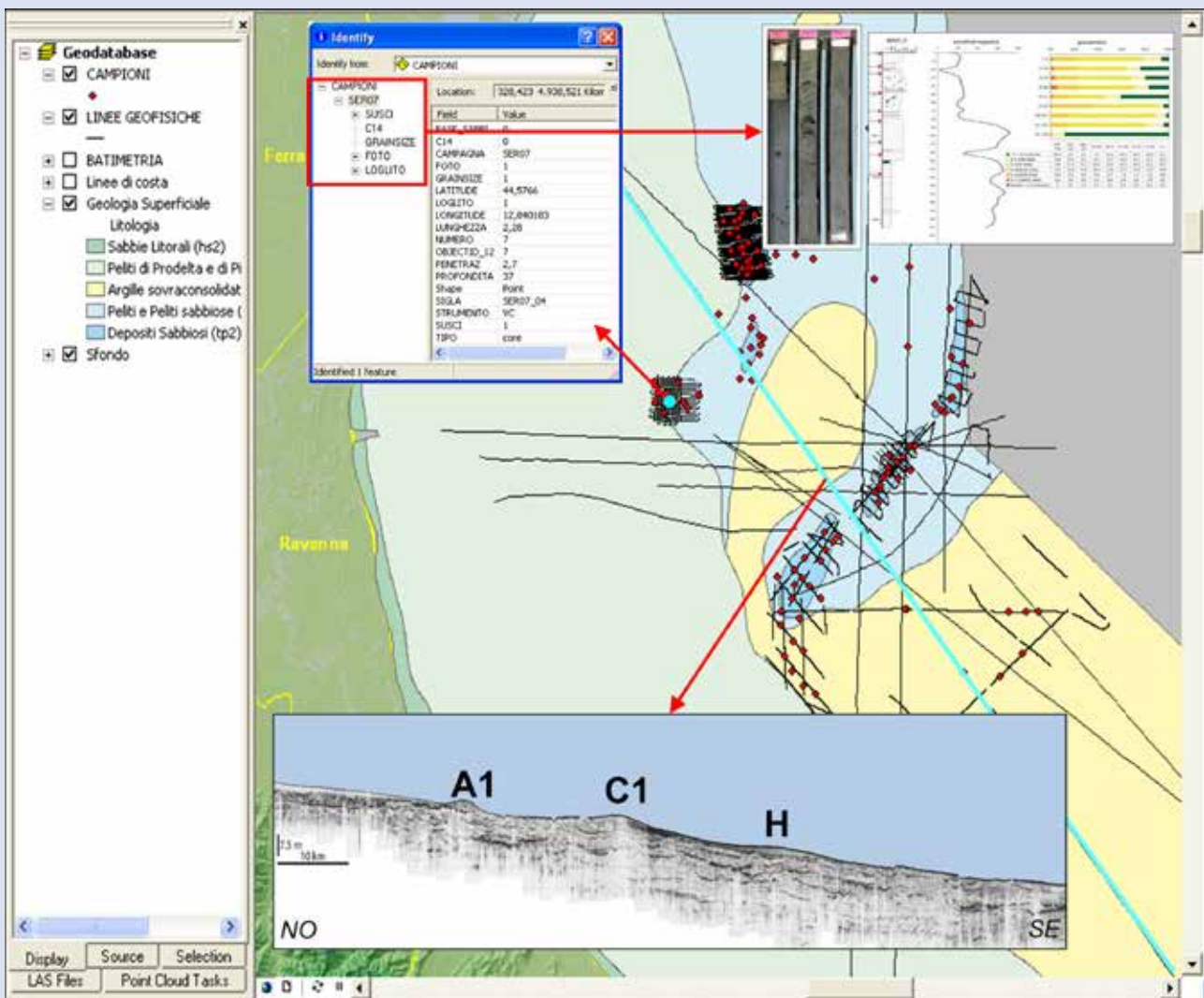


Figura 4.3. Esempio di dati contenuti nel geodatabase in_Sand: foto carotaggio, log litostratigrafico e suscettività magnetica, granulometrie e profilo sismico ad alta risoluzione [2].

BIBLIOGRAFIA

[1] Perini L, Calabrese L., Cibirri U, Lorito S. & Luciani P. (2007). Il Sistema Informativo della Costa e prodotti cartografici di supporto agli studi e alle strategie di difesa. Atti del Forum Nazionale Sulla Difesa Del Suolo "Pianificazione e tutela del territorio costiero".

[2] Correggiari A., Perini L. , Remia A. , Luciani P. , Fogliani F. , Grande V. , Mosconi G. , Calabrese L. & Lorito S. (2016). Sistema informativo per l'utilizzo della risorsa sabbia offshore nei progetti di protezione costiera: geodatabase in_Sand. Regione Emilia-Romagna & CNR-ISMAR, 38 pp.

5. LA CARTOGRAFIA DEL SETTORE MARINO COSTIERO

5.1. La cartografia delle unità geologiche oloceniche

La cartografia è uno strumento di rappresentazione sintetica e simbolica delle informazioni del territorio e fornisce l'indispensabile supporto per la descrizione delle caratteristiche geologiche e geomorfologiche e per lo studio delle dinamiche naturali e dei rischi ambientali. Nelle banche dati regionali sono raccolti i dati e i livelli informativi della cartografia già consolidata che forniscono la base per la realizzazione di nuove elaborazioni geologiche e tematiche riguardanti l'ambito costiero e marino.

Le informazioni più preziose provengono dal progetto di Cartografia Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (Progetto CARG). Le carte geologiche, che descrivono la forma, la distribuzione, l'età e le caratteristiche litologiche dei depositi quaternari, sono state consultate sia per la parte a terra, (fogli CARG 187, 205, 223, 240-241 e 256) [1; 2; 3; 4; 5; 6], sia per l'area a mare (Foglio Ravenna NL33-10, alla scala 1:250.000) [7]. Le carte della parte a terra sono basate principalmente sull'interpretazione integrata di foto aeree, sondaggi e penetrometrie, mentre quelle della parte a mare sono elaborate sulla base dei dati geofisici e dei carotaggi del fondale.

Nella cartografia CARG, i depositi quaternari recenti sono suddivisi e mappati mediante un medesimo approccio stratigrafico fisico-sequenziale sia a terra sia a mare.

Le unità "terrestri" sono rappresentate in carta come unità stratigrafiche a limiti inconformi ovvero superfici di discontinuità, con diverso ordine gerarchico, marcate, tracciabili e correlabili su lunghe distanze. Le discontinuità segnano cambiamenti litologici e del contenuto fossilifero, eventi erosivi o fasi di non deposizione; tali superfici si correlano a scala di bacino a superfici di continuità stratigrafica, senza apparenti contrasti di facies. Le unità separate da limiti che mostrano forti discontinuità a livello di bacino, riconducibili anche a fasi tettoniche dell'orogene appenninico, vengono definiti 'sintemi', quelle separate da limiti inconformi che passano a superfici di continuità riconoscibili a scala maggiore e fortemente influenzate dalle oscillazioni climatico-eustatiche sono i subsintemi.

L'unità affiorante e caratterizzante il primo sottosuolo della piana costiera emiliano-romagnola è il Subsistema di Ravenna di età olocenica (AES8), appartenente al Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore. Questa unità coincide con il ciclo trasgressivo-regressivo degli ultimi 10.000 anni circa e al suo interno sono distinti e mappati, grazie alle numerose datazioni ¹⁴C e all'approccio stratigrafico sequenziale, i diversi ambienti deposizionali (Fig. 5.1) associati alle diverse fasi dell'evoluzione climatico-eustatica. La parte più recente di AES8, deposta successivamente al VI secolo d.C., è attribuita all'Unità di Modena (AES8a), di ordine gerarchico inferiore e contraddistinta alla base da una superficie di discontinuità locale e da un cambiamento delle caratteristiche sedimentarie a scala locale e regionale.

A mare, le indagini a disposizione consentono di caratterizzare la porzione più superficiale del sottofondo marino ma non di tracciare i limiti dei sintemi e dei subsintemi. Fa eccezione il Subsistema di Ravenna la cui base può essere riconosciuta e correlata tra la terra e il mare e in cui possono essere distinte le sequenze sedimentarie del ciclo sedimentario olocenico.

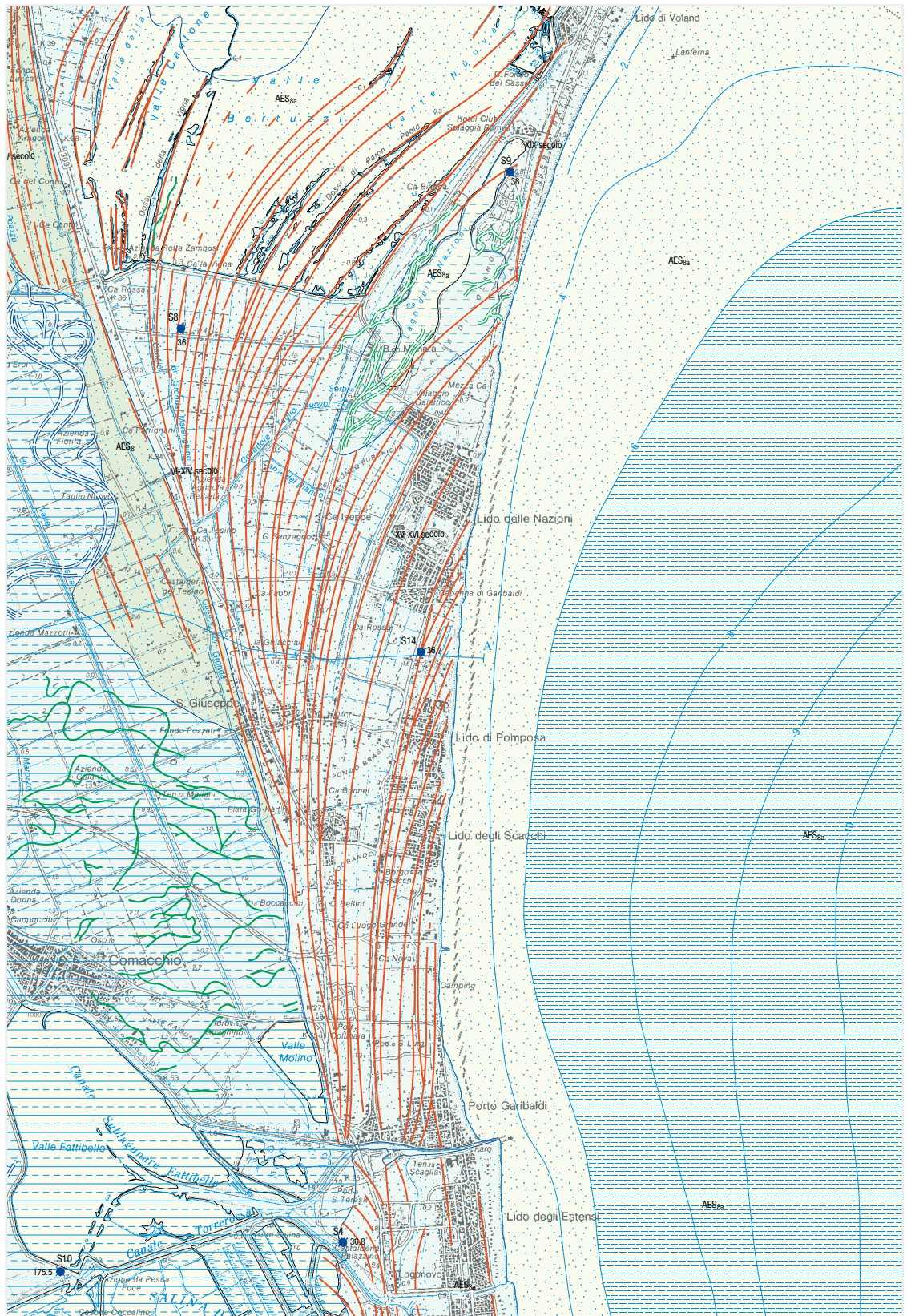


Figura 5.1. Esempio di mappatura delle unità geologiche e distribuzione degli ambienti deposizionali distinti all'interno dei depositi affioranti (AES8), stralcio del Foglio 205 Comacchio. In verde AES8, in azzurro AES8a; retini: puntinato=sabbie di cordone litorale; trattino=argille e limi con sostanza organica di retrocordone (laguna); trattino/riga=argille e limi con sostanza organica di area interdistributrice.

In particolare, all'interno del Subsistema di Ravenna sono state mappate l'unità trasgressiva (TST) e quella di stazionamento alto del livello del mare (HST). I depositi relativi all'unità trasgressiva sono rappresentati da depositi marini e costieri quali lagune e barriere sabbiose; quelli relativi all'unità di stazionamento alto sono costituiti prevalentemente da depositi deltizi e di cordone litorale.

L'unione delle cartografie disponibili a terra e a mare ha permesso di ricostruire una mappa geologica terra-mare (Fig. 5.2) e diverse sezioni geologiche (Fig. 5.3) in cui si osserva come i depositi di cordone e di foce siano più antichi nell'entroterra e più recenti verso mare, a testimonianza di una forte progradazione dei sistemi deposizionali e di un ringiovanimento dei depositi sia sulla verticale, dal basso verso l'alto stratigrafico, sia lateralmente spostandosi

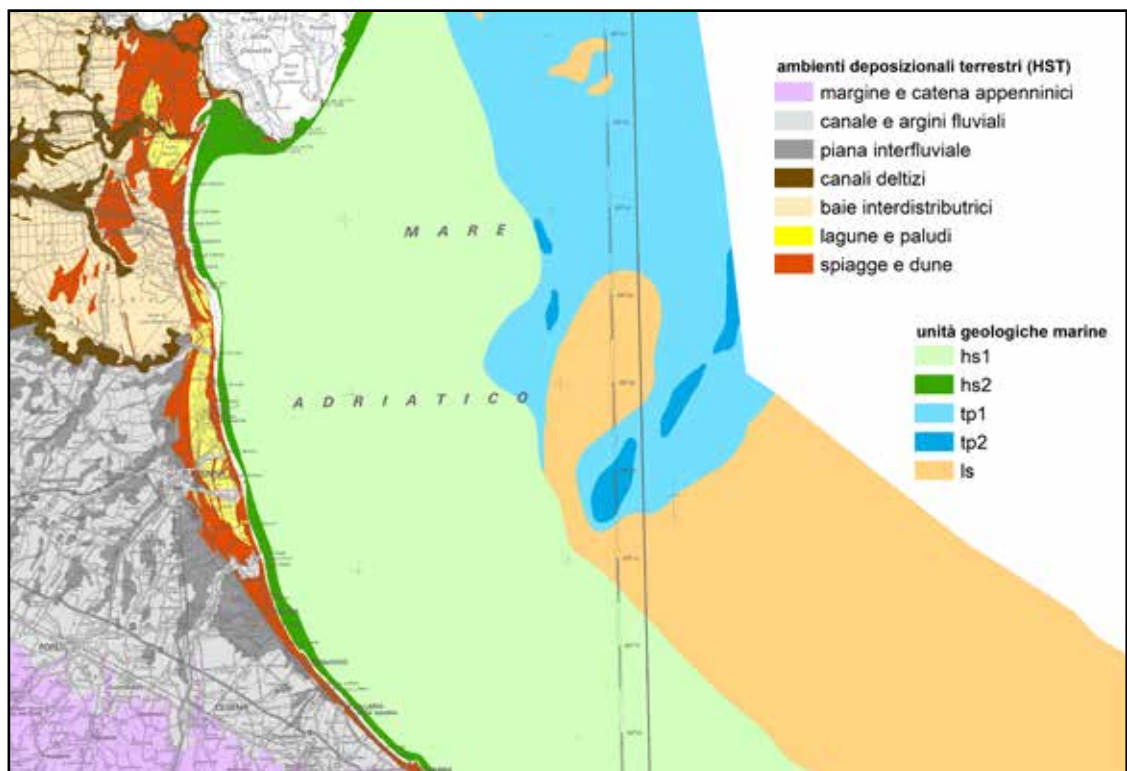


Figura 5.2. Unione delle cartografie disponibili a terra (CARG alla scala 1:50.000) e a mare (Carta Geologica dei mari Italiani alla scala 1:250.000). A terra sono stati distinti gli ambienti deposizionali appartenenti all'unità di stazionamento alto del mare (HST), unica affiorante del ciclo sedimentario trasgressivo-regressivo olocenico; in mare sono distinguibili le tre unità stratigrafiche: unità di stazionamento alto (hs), unità trasgressiva paralica (tp), rispettivamente in facies limoso-argillosa (1) e in facies sabbiosa (2) e l'unità di abbassamento e stazionamento basso del livello del mare (ls) in facies alluvionale e di età tardo-pleistocenica.

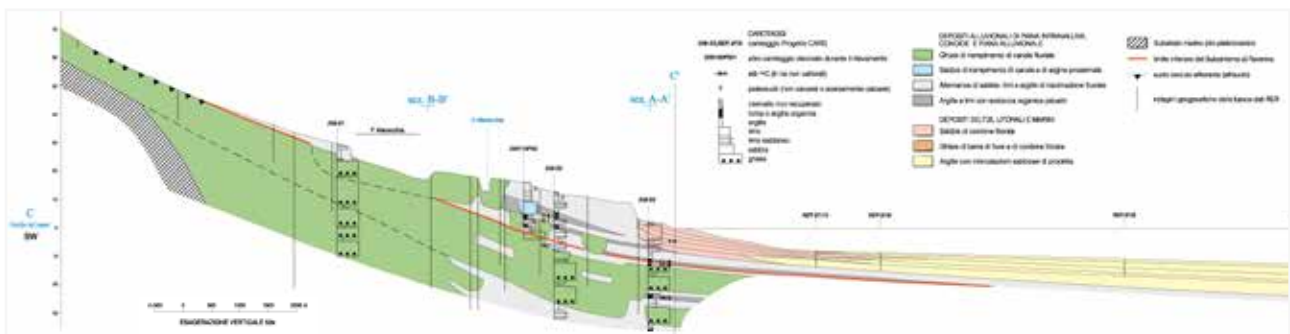


Figura 5.3. Sezione geologica terra-mare del Foglio 256 Rimini del progetto CARG.

da ovest verso est. A mare, i depositi più recenti sono costituiti dall'unità tardo-olocenica di stazionamento alto del livello del mare (HST), la cui deposizione è iniziata circa 5.500 anni fa e prosegue tutt'oggi in facies di sedimenti siltoso argillosi di prodelta e sabbie di cordone litorale e spiaggia sommersa. Questi depositi ricoprono quelli trasgressivi (TST) più antichi e mostrano spessori che tendono a ridursi, fino ad annullarsi, verso est dove nel fondale marino affiorano i depositi di piana alluvionale di età pleistocenica relativi alla fase di abbassamento e stazionamento basso del livello del mare (LST).

Nella porzione di piattaforma continentale italiana, a sud del delta del Po, i depositi trasgressivi affiorano nella parte assiale del bacino e sono rappresentati da rilievi allungati formati in seguito alla rapida risalita del livello del mare e preservati dopo l'erosione di sistemi barriera-laguna e/o scanni e barre deltizie a seguito dell'ulteriore avanzamento del mare (Fig. 5.4).

In conseguenza del loro valore come riserva di sabbia utile al ripascimento delle spiagge, le unità trasgressive sono state indagate con estremo dettaglio al fine di definire il modello sedimentario e caratterizzare il giacimento da un punto di vista stratigrafico e litologico. Per ottenere ciò è stato acquisito un fitto grigliato di profili CHIRP sonar di alta qualità e di batimetrie multifascio abbinate a molti vibrocarotaggi, che costituiscono un bagaglio di dati indispensabile per analizzare i corpi sabbiosi di queste dimensioni e per produrre una cartografia tematica dettagliata e un database dedicato. Le informazioni ottenute sono molteplici e sono utili per gli scopi pratici quanto per gli obiettivi scientifici; ad esempio, è stato possibile definire le geometrie e gli spessori delle sabbie, dati fondamentali per il loro sfruttamento, ed analizzare l'evoluzione dell'ambiente deposizionale passato con il notevole beneficio di comprendere tempi e meccanismi attraverso cui è avvenuta la trasgressione marina olocenica. In merito a questo aspetto è stato osservato il cambiamento della direzione di deflusso dei canali, con la stabilizzazione della linea di riva dopo le fasi di risalita del livello del mare (9.800-10.800 anni fa, calibrati BP) [8] e mediante le datazioni al radiocarbonio dei livelli torbosi campionati nei vibrocarotaggi, è stato calcolato che il complesso sistema deposizionale ha impiegato circa mille anni per passare da ambiente continentale a salmastro e infine costiero [9].

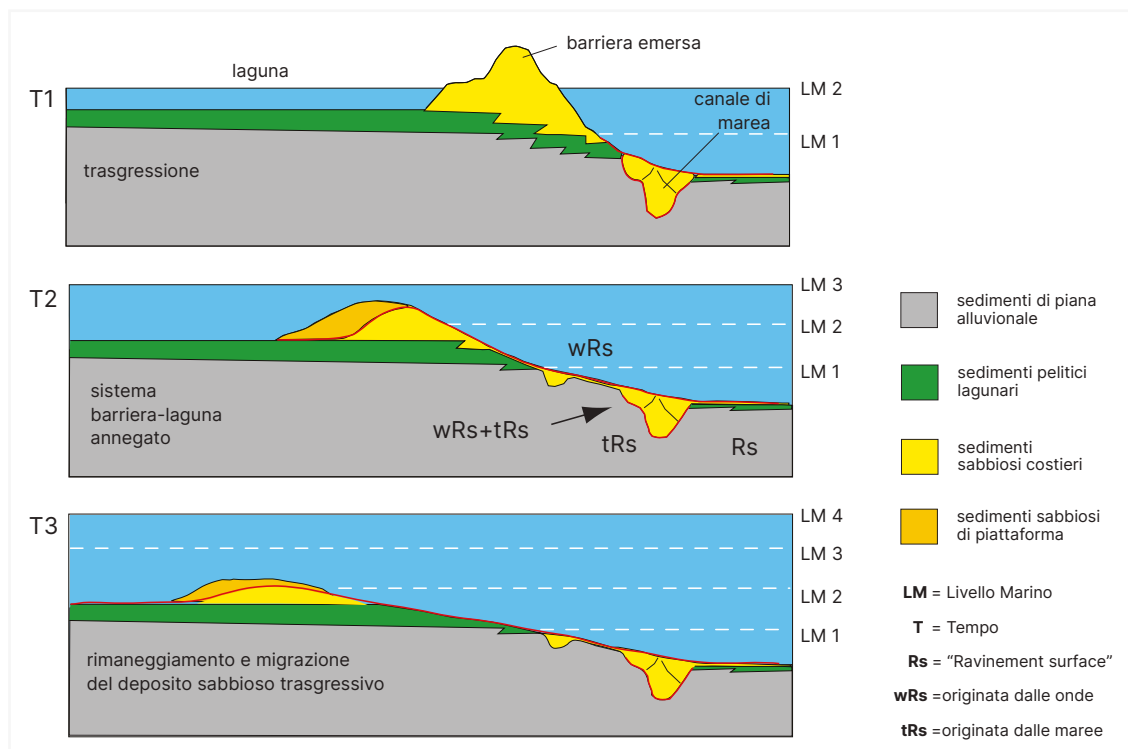


Figura 5.4. Evoluzione dei depositi sabbiosi per progressivo annegamento durante le varie fasi della trasgressione marina (modificato da [10]).

5.2. L'utilizzo della cartografia storica negli studi costieri

La cartografia storica riveste un ruolo fondamentale per gli studi costieri fornendo informazioni sullo stato del litorale nel recente passato.

La possibilità di ricostruire la storia recente della costa offre un potente strumento per poter prevedere come la stessa potrebbe evolvere nel futuro.

Dalla cartografia si ottengono informazioni relative alla posizione della linea di riva, alla presenza o assenza della duna, alla posizione e alle caratteristiche degli elementi geomorfologici e dell'uso del suolo. L'insieme di questi dati consente una valutazione sulla propensione della costa all'arretramento o all'avanzamento dei litorali, nonché sugli effetti dell'intervento antropico. Le carte storiche offrono un contributo qualitativo, tuttavia, se è possibile la georeferenziazione, forniscono informazioni confrontabili in ambiente GIS con i dati territoriali geolocalizzati più recenti. In questi termini la carta più antica e preziosa utilizzata risale al 1571 circa (Carta dei Ducati Estensi, di Marco Antonio Pasi) mentre altre carte storiche fondamentali per la comprensione del litorale emiliano-romagnolo si sono rivelate:

- la carta del territorio Ferrarese del 1814 (Carta del Basso Po o Carta Napoleonica);
- la carta storica regionale ovvero una serie cartografica tratta dalla produzione topografica austriaca (scala 1:86.400) e piemontese (scala 1:50.000) della prima metà dell'Ottocento (circa 1850);
- la carta topografica dell'Istituto Geografico Militare Italiano (IGMI), primo impianto del 1893-94 alla scala 1:25.000.

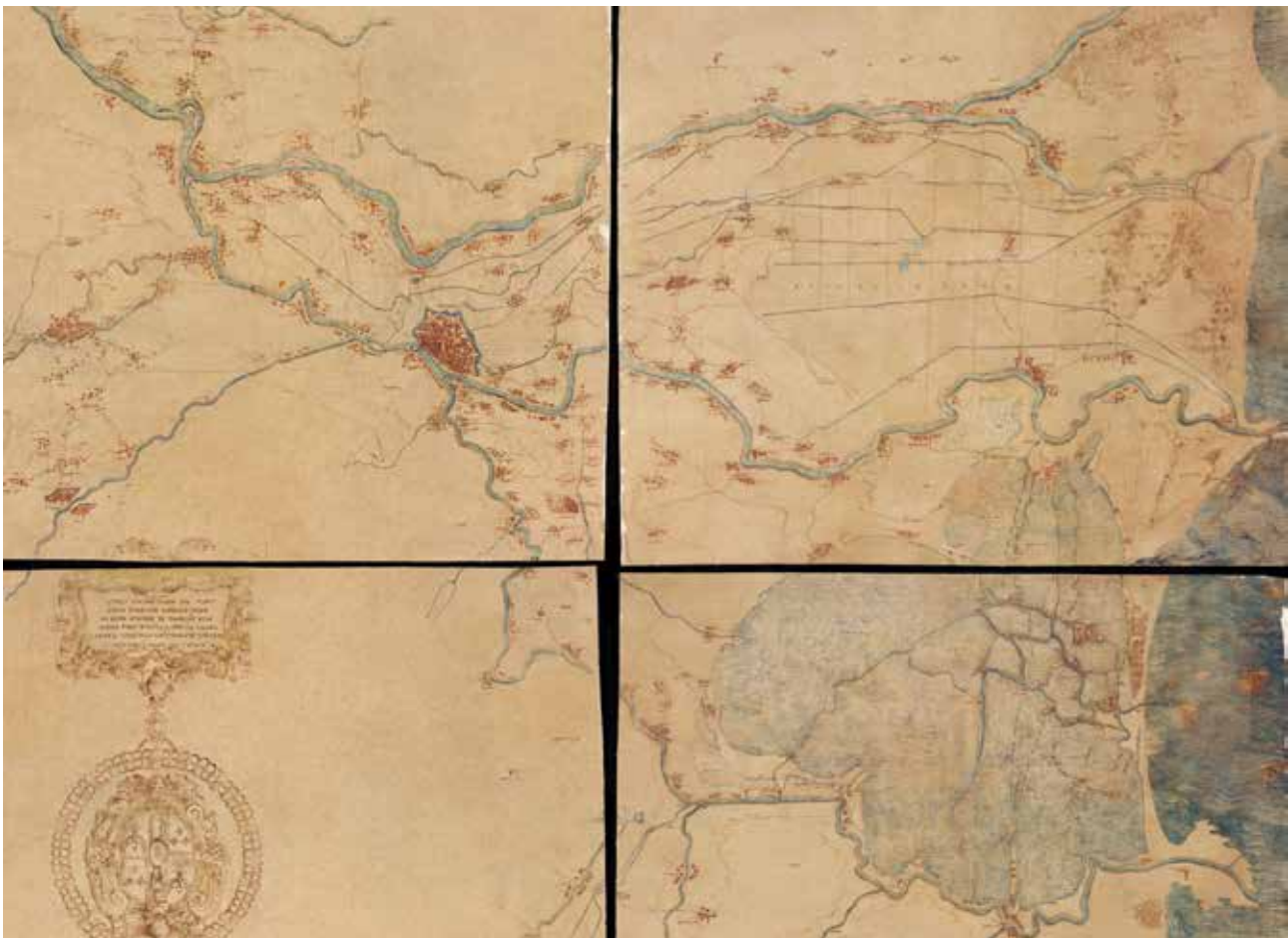


Figura 5.6. Stralcio della carta del Ducato di Ferrara del 1571 (di Marco Antonio Pasi).



Figura 5.7. Incisione del '700 del Ducato di Ferrara (di P. Schenk – G. Valk).

Nelle Figg. 5.6 e 5.7, si riportano, a titolo di esempio, alcune delle mappe storiche estratte dal Sistema Informativo del Mare e della Costa (SIC) e datate a partire dal XVI secolo, che consentono interessanti osservazioni sullo stato del litorale nel corso del tempo. In particolare, si può cogliere la marcata dinamica sedimentaria e le profonde modificazioni geomorfologiche in corrispondenza delle zone di foce.

Per lo studio dei periodi più recenti, risulta particolarmente interessante il confronto tra la cartografia storica e le prime immagini aeree, disponibili per la Regione Emilia-Romagna a partire dal 1935:

- fotografie aeree dell'Istituto Geografico Militare Italiano (IGMI) riprese negli anni fra il 1931 e il 1937;
- foto della Royal Air Force in Emilia-Romagna (1943 - 1944);
- foto Aeree del volo IGMI-G.A.I. 1954-1955.

Un risultato notevole di questo confronto è la ricostruzione del modello geomorfologico di evoluzione negli ultimi due secoli delle foci fluviali del Fiume Reno, Fiumi Uniti e Fiume Savio (Fig. 5.8). Tutte le foci del litorale regionale analizzate hanno attraversato, e stanno attualmente attraversando con tempi leggermente sfasati, una profonda trasformazione della forma che è espressione di una progressiva e forte sofferenza legata alla riduzione degli apporti sedimentari [11].

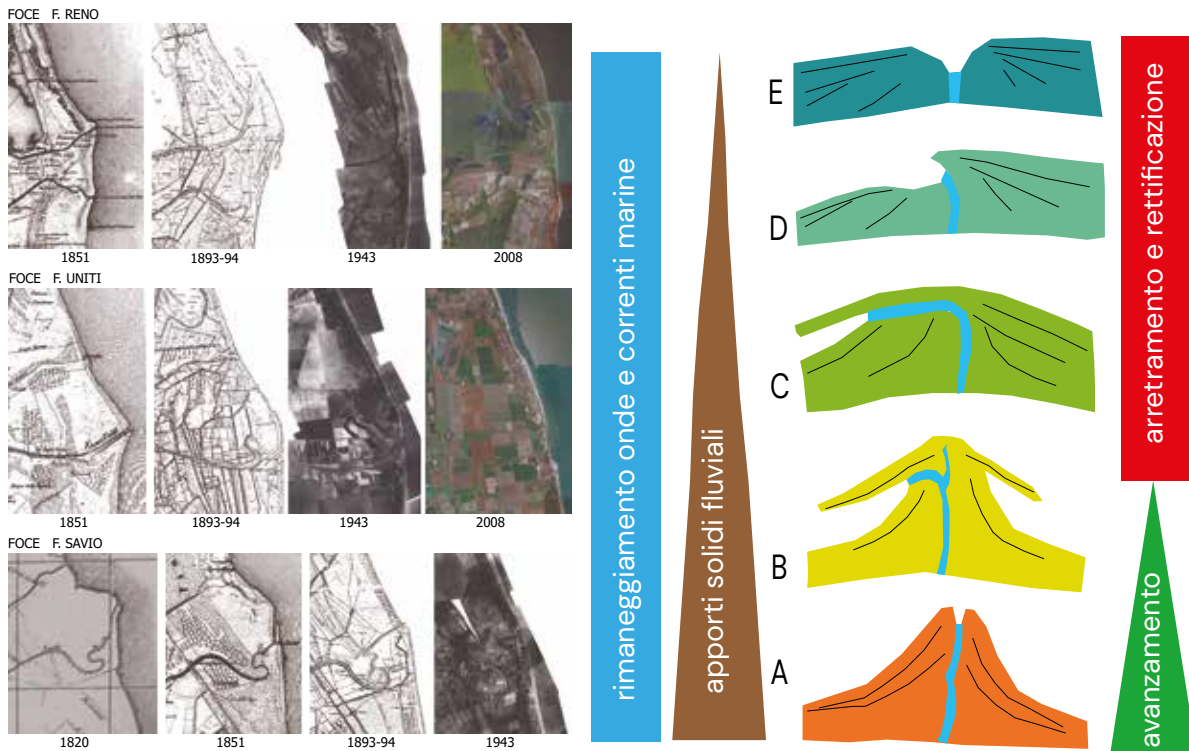


Figura 5.8. Geometrie delle cuspidi deltizie appenniniche negli ultimi due secoli e modello geomorfologico derivato. Una fase di progredazione (cuspidi A e B dello schema) e una successiva fase di smantellamento (cuspidi C, D e E dello schema), leggermente differite nel tempo, accomuna le tre foci analizzate.

Il confronto fra cartografia antica e le foto aeree storiche consente, inoltre, di ricostruire la trasformazione geomorfologica della spiaggia a scala locale e di interpretare i principali processi di dinamica litorale responsabili di tali cambiamenti. Un esempio è lo studio del tratto costiero a sud di Lido di Volano (Fig. 5.9) che ha evidenziato un rimodellamento della spiaggia, tra il XIX e il XX secolo, dovuto alla formazione di estesi ventagli di *washover* e imputabile a diversi episodi di mareggiata. L'esposizione di questo tratto costiero alle inondazioni marine è documentata anche nelle cronache storiche che riportano eventi particolarmente intensi dalla seconda metà del XVII secolo [12].

L'integrazione tra le informazioni provenienti dalla cartografia geologica e geomorfologica esistente con quelle derivate dalla cartografia storica e delle foto aeree consente di approfondire lo studio dei lobi deltizi e dei depositi costieri recenti, attraverso la ricostruzione della geomorfologia, dei rapporti reciproci e, in ultima analisi, delle fasi di crescita della piana costiera.

L'analisi si fonda sul riconoscimento degli elementi morfo-deposizionali e delle superfici erosive e sulla loro datazione effettuata, per la maggior parte dei casi, grazie a informazioni archeologiche e storiografiche.

Le fasi di abbandono e smantellamento delle foci dei diversi rami deltizi e l'inizio di nuove fasi deposizionali sono testimoniati dai rapporti geometrici tra i diversi lobi e dalla presenza di superfici di discontinuità sedimentaria che segnano un netto cambiamento del sistema deposizionale (Fig. 5.10) [11]: nel caso del Po di Volano, ad esempio, la superficie di erosione più avanzata verso mare denota la fase di smantellamento dell'apparato deltizio, iniziata con la disattivazione della foce alla fine del XVI secolo; questa superficie testimonia un abbandono del ramo padano più meridionale e l'instaurarsi di una nuova dinamica che ha spostato i flussi sedimentari più a nord formando il delta padano odierno.

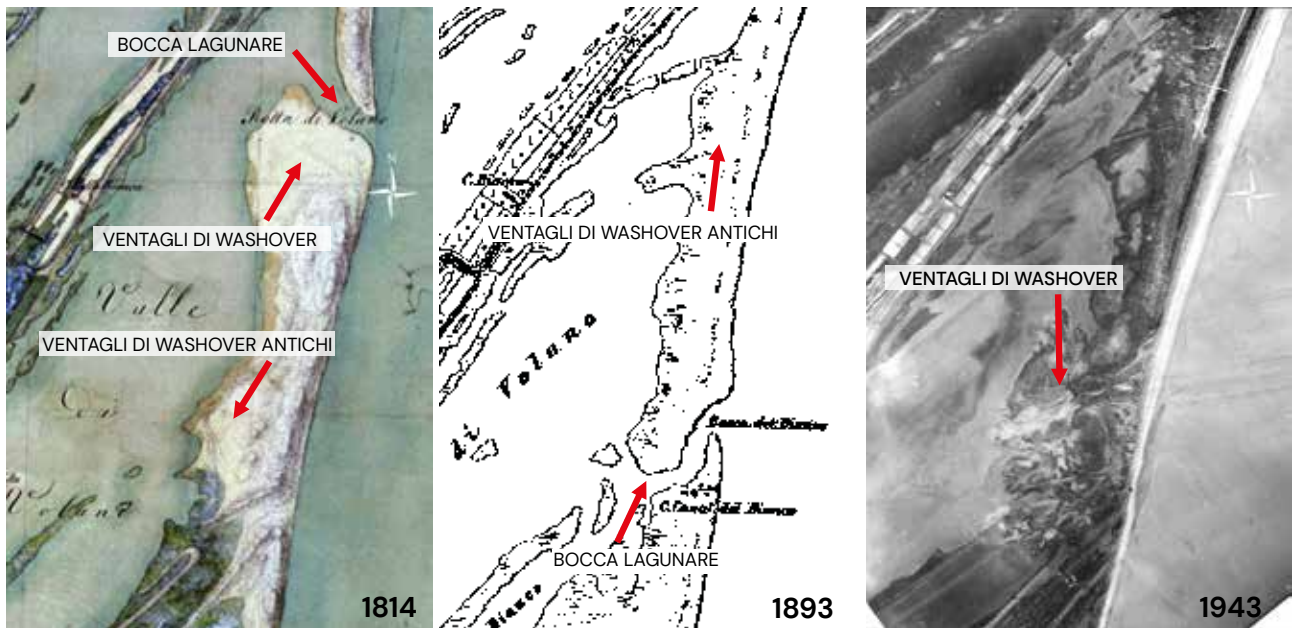


Figura 5.9. Sequenza di stralci di carte storiche e immagini aeree tra Lido di Volano sud e Lido delle Nazioni nord. Si può notare la ricorrenza nel tempo di ampi ventagli di *washover*, testimonianza di mareggiate. Le cronache storiche riportano diversi eventi catastrofici in questo tratto costiero: nel 1672 il mare entra dalla foce del Volano allagando i territori a nord ovest del fiume compresa parte della Grande Bonificazione Estense; nel 1737 una mareggiata sfonda il cordone a sud di Volano allagando un ampio territorio del Comacchiese settentrionale [12].

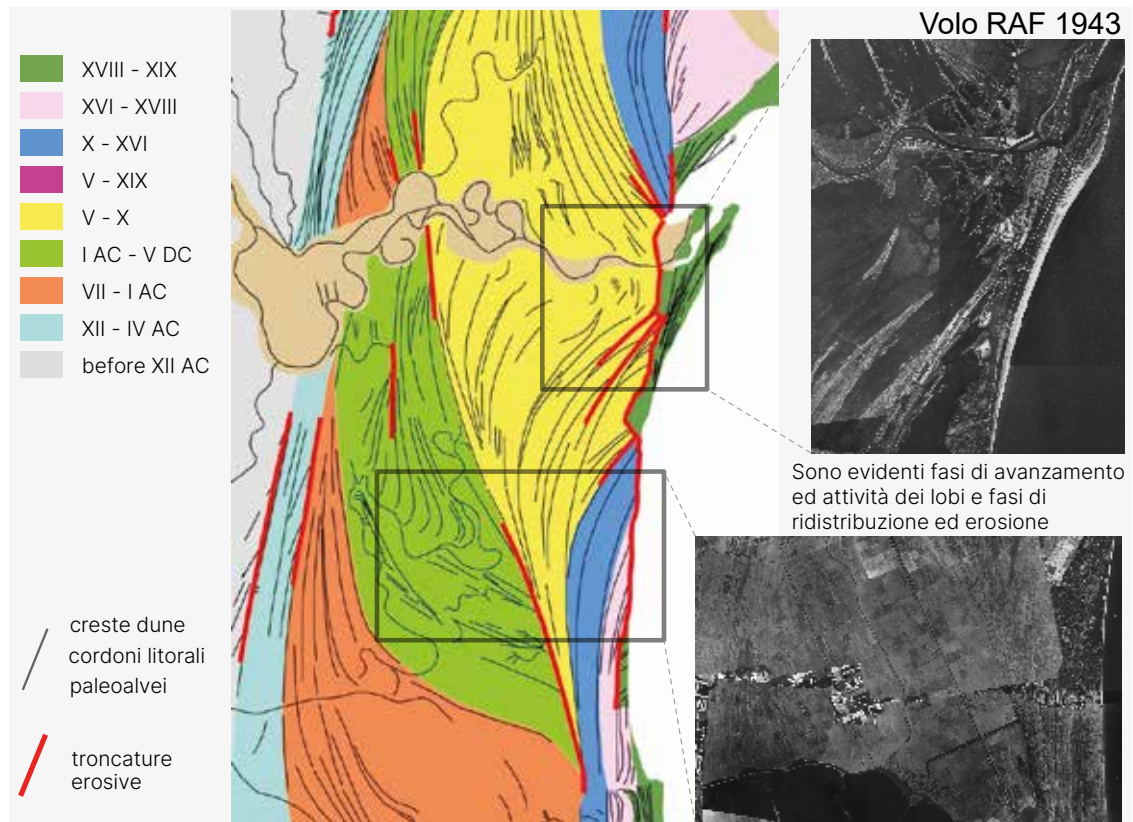


Figura 5.10. Evidenze geomorfologiche dei diversi lobi deltizi nella piana costiera ferrarese, con focus sul delta del Po di Volano. In giallo e in blu i lobi medievali e rinascimentali; in arancione e verde si osserva più a sud il delta sviluppatosi durante l'epoca romana.

5.3. Lo sviluppo della cartografia tematica per gli scopi applicativi

In tempi relativamente recenti, gli studi costieri, basati su un consolidato quadro conoscitivo di tipo geologico-geomorfologico, sono stati indirizzati anche verso aspetti geologico-tecnici specifici attraverso le elaborazioni cartografiche tematiche. Tale scelta è stata motivata dalla necessità di fornire informazioni sintetiche, relative alla dinamica sedimentaria e alla natura del sottosuolo e del sottofondo marino, utili alla pianificazione territoriale e alla progettazione di opere a mare. La cartografia tematica della fascia costiera riguarda vari aspetti, e può basarsi su semplici dati di misura o più complesse elaborazioni che combinano diversi strati informativi.

I dati utilizzati per la produzione di cartografia tematica sono:

- modelli digitali del terreno e del fondale;
- indagini geognostiche, quali sondaggi e prove penetrometriche;

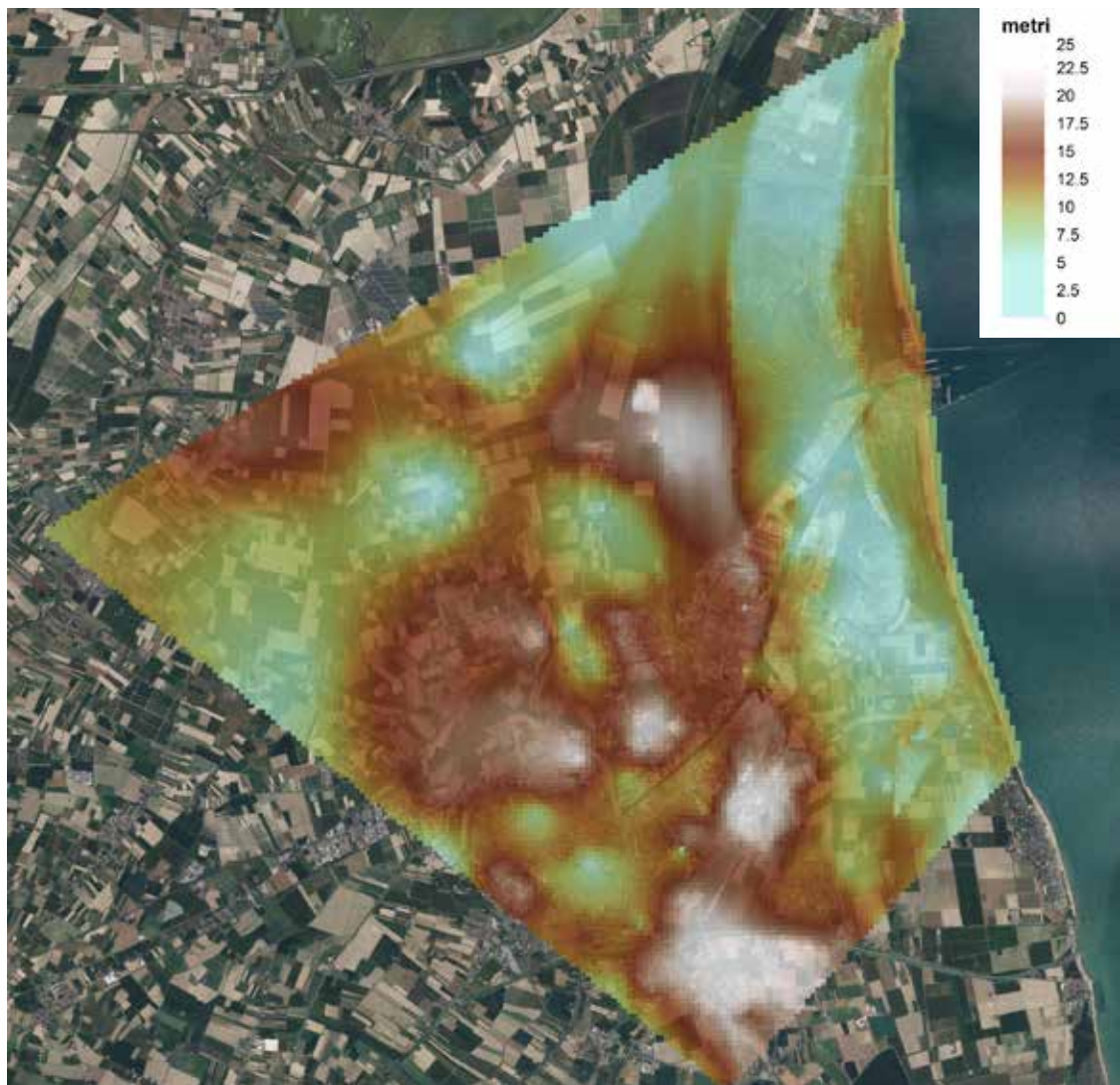


Figura 5.11. Spessore dell'acquifero freatico costiero nel territorio ravennate; lo spessore è stato calcolato come differenza tra le quote di tetto e di base dell'acquifero, definito attraverso una fitta maglia di sezioni geologiche basate su indagini geognostiche quali sondaggi e CPTU. Si nota che gli spessori massimi, fino a 25 metri, si sviluppano nella fascia centrale dell'area in esame, in corrispondenza dei cordoni litorali antichi e in prossimità della linea di riva (cordone recente ed attuale) mentre gli spessori minimi, fino alla chiusura dei depositi sabbiosi, ricalcano l'estensione delle zone umide e delle paludi attuali e passate. Lo studio è stato condotto nell'ambito del progetto europeo GEOERA-TACTIC (2018-2021).

- indagini geofisiche (ad esempio profili sismici);
- analisi di laboratorio, quali prove geotecniche (edometrie, prove triassiali ecc.), datazioni radiometriche (ad esempio ^{14}C) eccetera;
- altre misure strumentali, quali interferometria satellitare, assestometriche, piezometriche, eccetera.

Gli strumenti di elaborazione di questi dati, che consentono la produzione dei documenti cartografici, sono i GIS e software specifici come quello di modellazione tridimensionale.

Di seguito vengono brevemente illustrati alcuni esempi di applicazioni basate sulla cartografia tematica realizzata in Emilia-Romagna.

Il modello digitale del fondale (DBM) è un documento fondamentale per gli studi costieri, elaborato interpolando i dati acquisiti in campo. Da esso si possono trarre informazioni relative all'assetto geomorfologico e ai processi sedimentari, informazioni che hanno ricadute anche nell'ambito applicativo. Il Sistema Informativo del Mare e della Costa raccoglie diversi DBM ottenuti attraverso le misure di 6 campagne di rilevamento, realizzate nei periodi 1901-05, 1953-54, 2000, 2006, 2012 e 2018 che consentono di studiare le modificazioni del fondale nel tempo e interpretare l'evoluzione sedimentaria dei settori particolarmente dinamici del litorale, come, ad esempio, lo Scanno di Goro (si veda il caso studio A come esempio di applicazione).

Un'altra cartografia tematica di base e di estrema utilità riguarda la rappresentazione dello **spessore dei corpi geologici di interesse**. Nell'ambito del progetto europeo GEOERA-TACTIC, ad esempio, è stata sviluppata la mappa dello spessore dell'acquifero freatico costiero in una porzione del territorio ravennate (Fig. 5.11). Questa mappa ha evidenziato che l'acquifero costiero, costituito da prevalenti sabbie e subordinati limi, mostra spiccate variazioni geometriche, riconducibili alla storia della crescita e dell'evoluzione dei lobi deltizi e dei cordoni litorali. La conformazione dell'acquifero che emerge dalla mappa costituisce una informazione basilare, utile tanto per lo sfruttamento quanto per la salvaguardia di questa risorsa.

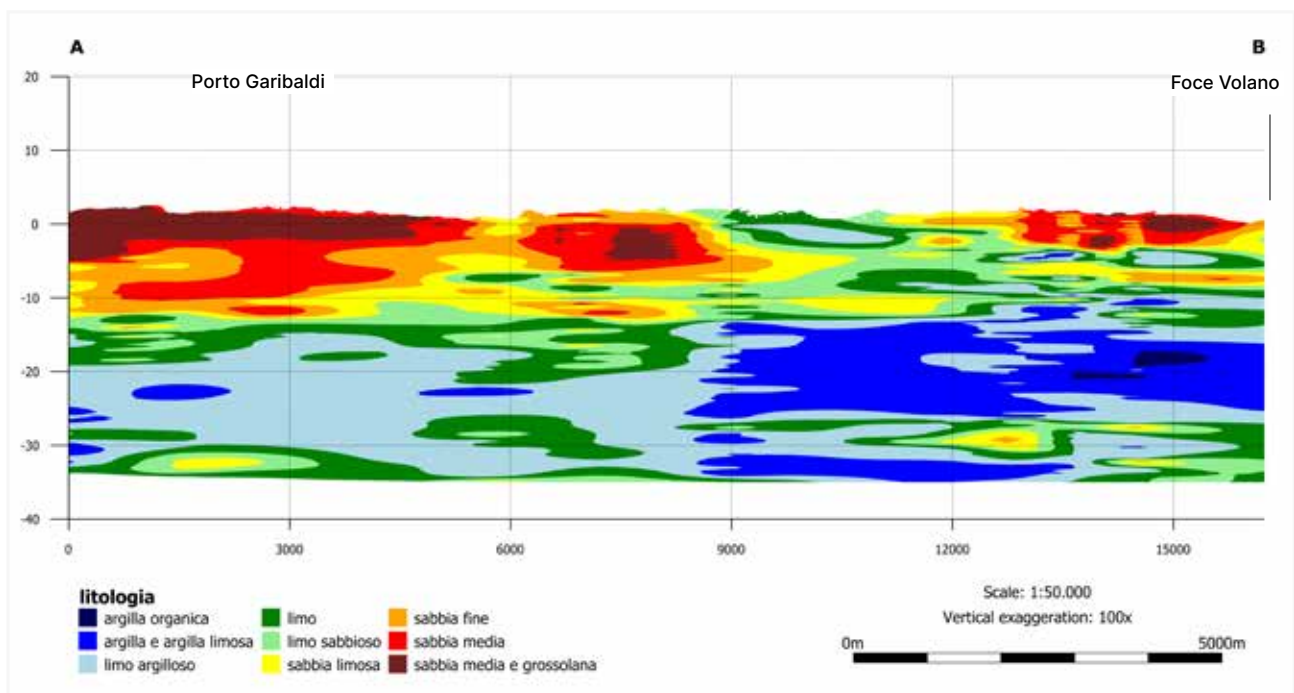


Figura 5.12. Sezione litologica da Porto Garibaldi a Foce Volano in corrispondenza della linea di costa. Si noti l'estrema variabilità litologica nel sottosuolo: fino a circa 30 metri di profondità dal piano campagna e in corrispondenza della linea di costa, la successione sedimentaria, risulta caratterizzato da corpi sabbiosi discontinui (si rinvennero fino a circa 10 metri di profondità) e da livelli limosi e argillosi che predominano in profondità, testimonianza di ambienti marini distali, ed anche più superficialmente tra 9 e 12 km dall'inizio della sezione, che documentano la formazione di lagune e paludi durante la crescita della piana costiera e l'avanzamento della foce del Po di Volano. Per la caratterizzazione litologica è stata utilizzata la banca dati geognostica della Regione Emilia-Romagna e in particolare i dati numerici ottenuti dalle prove penetrometriche con piezocono (CPTU).

Un ulteriore tematismo affrontato riguarda la **caratterizzazione dei sedimenti che costituiscono i corpi geologici costieri**, con lo scopo principale di evidenziare le eterogeneità litologiche in grado di influenzare fenomeni geologici come la circolazione delle acque sotterranee o l'abbassamento del suolo dovuto ai cedimenti del terreno.

Gli studi eseguiti dalla Regione Emilia-Romagna e dal CNR negli ultimi anni, utilizzando i dati geognostici e geofisici disponibili nelle banche dati regionali e realizzando nuove indagini *ad hoc*, hanno evidenziato che, a scala locale, esiste una complessità litologica spiccata che riflette l'estrema dinamicità degli ambienti deposizionali costieri come, ad esempio, riscontrato nel settore ferrarese da Porto Garibaldi alla foce del Po di Volano (Fig. 5.12).

La Fig. 5.13 mostra le mappe dello spessore delle argille e dei potenziali cedimenti lungo la fascia costiera ferrarese, compresa tra foce Reno e Lido di Volano. Lo studio dettagliato delle caratteristiche geotecniche dei depositi costieri è un tema di estremo interesse e, nel caso specifico, è stato condotto con lo scopo di comprendere il contributo dato dalla compattazione dei depositi fini recenti al fenomeno della subsidenza costiera oltre che per definire un quadro conoscitivo a supporto degli interventi ingegneristici.

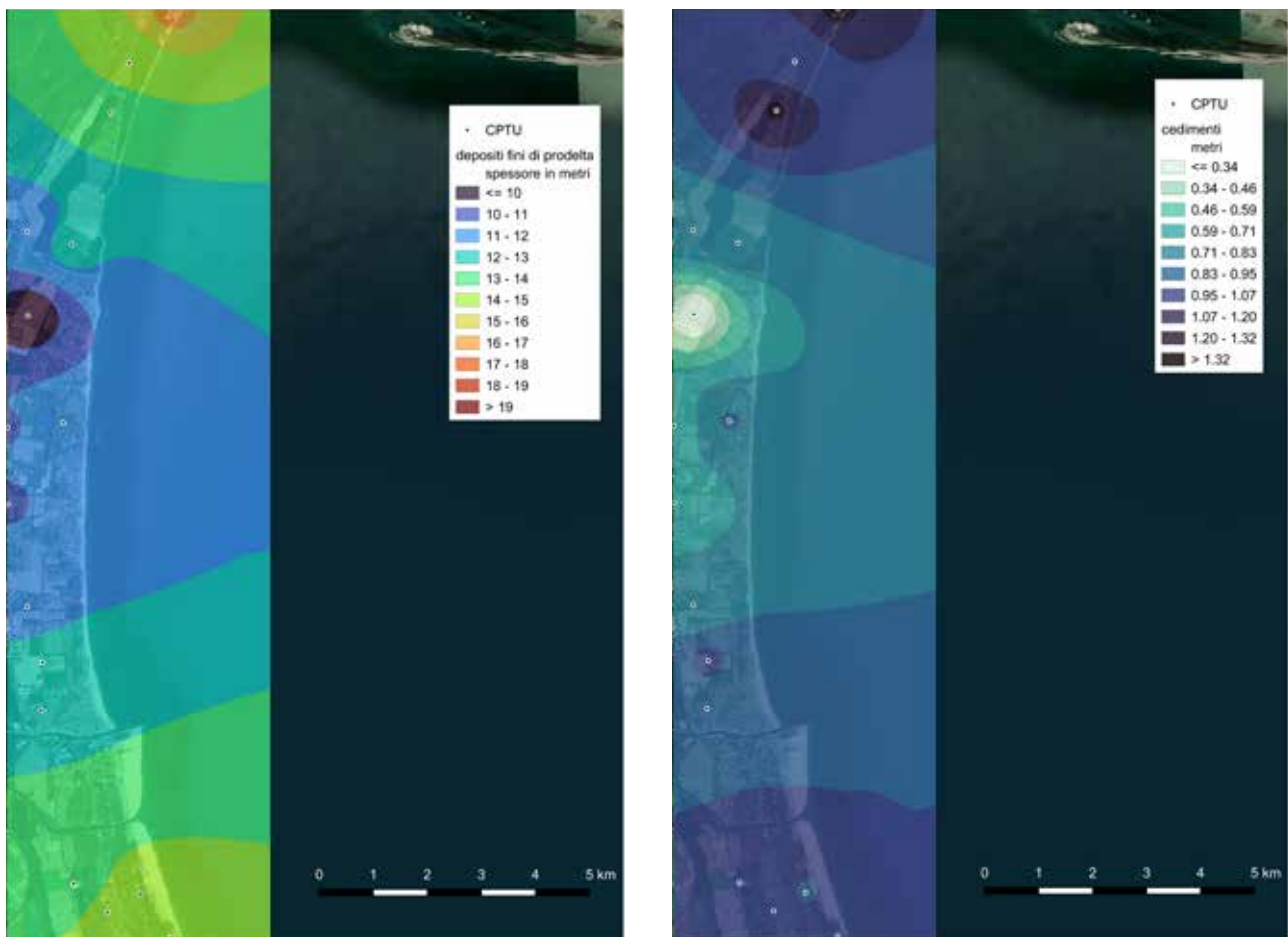


Figura 5.13. Mappa degli spessori delle argille lungo la costa ferrarese (a sinistra, in rosso, valori massimi, in blu valori minimi) e potenziali cedimenti (a destra, in blu valori massimi in celeste i valori minimi). Lo spessore delle argille è ottenuto interpolando il valore cumulato, interpretato e misurato lungo le CPTU utilizzate. La mappa dei cedimenti potenziali rappresenta l'interpolazione dei valori ricavati lungo le medesime verticali applicando le relazioni del calcolo monodimensionale della consolidazione e tenendo conto delle caratteristiche geotecniche dei materiali ricavate dall'elaborazione delle prove penetrometriche e dei risultati delle analisi di laboratorio. Lo studio specifico ha dapprima ricostruito la correlazione tra parametri della compressibilità ricavati da prova edometrica e le misure della CPTU prossima al campione, successivamente ha applicato tale formula, estesa alle CPTU disponibili, per il calcolo dei cedimenti su ampia scala. In generale, si osserva che i cedimenti massimi, anche superiori al metro, sono attesi in corrispondenza dei massimi spessori dei depositi fini mentre a scala locale la situazione risulta più complicata, dipendente dalle caratteristiche lito-stratigrafiche della singola prova geognostica elaborata.

5.4. La modellazione 3D della fascia marino-costiera

La rappresentazione dei dati territoriali della costa e della cartografia derivata si può avvalere della modellazione tridimensionale. La modellazione 3D arricchisce ulteriormente il quadro conoscitivo e offre oggi un nuovo approccio percorribile grazie ai computer ad alte prestazioni, ai nuovi software versatili ed economici e a una grande quantità di dati disponibili.

I modelli 3D hanno numerosi vantaggi:

- sono più facilmente comprensibili rispetto ai prodotti cartografici tradizionali (mappe e sezioni) poiché le caratteristiche del sottosuolo vengono presentate attraverso modalità più intuitive ed accessibili non solo ai tecnici specializzati;
- i dati geologici e territoriali pregressi disponibili possono essere assimilati e integrati, avendo in tal modo la possibilità di valutare la coerenza tra di essi;
- la visione d'insieme migliora la comprensione dei rapporti tra le diverse informazioni, supportando nuove interpretazioni;
- il modello 3D, se criticamente verificato, permette di interpolare le informazioni e di prevedere con buona affidabilità, le caratteristiche anche di quei settori privi di dati diretti, a differenza di un approccio tradizionale che lascia ampi settori senza alcuna interpretazione;
- permettono di realizzare rapide analisi quantitative; visualizzando separatamente le diverse parti del modello è possibile ricavare informazioni sull'estensione delle superfici e sui volumi delle unità nonché sulla loro distribuzione spaziale;
- il modello può essere aggiornato in tempi relativamente rapidi, divenendo nel tempo più affidabile;
- può essere replicato ed esportato e può originare output in diversi formati utili per l'intercambiabilità dei dati e analisi specifiche (come mappe e sezioni), nonché file utilizzabili nella modellazione idrogeologica e in quella geotecnica tridimensionale.

Alcuni settori della fascia costiera regionale sono stati già oggetto di modellazione geologica e tematica a diversa scala [13]. Una selezione di questi modelli è presentata nelle pagine web regionali.

<https://ambiente.regione.emilia-romagna.it/it/geologia/geologia/modellazione-3d>

In particolare...

I modelli 3D della fascia marino-costiera

Modello 3D dei depositi olocenici del margine meridionale del delta del Po

In questo modello viene ricostruita la distribuzione degli ambienti deposizionali riconosciuti all'interno della successione olocenica nel settore terrestre e marino compreso tra la foce del Po di Goro e Porto Garibaldi (Fig. 5.14). Il modello si basa su numerose indagini geognostiche, in particolare sondaggi e CPTU, interpretate in termini stratigrafici ed elaborate per l'interpolazione tridimensionale delle litologie. Ulteriori elaborazioni 3D descrivono l'andamento latero-verticale dei parametri fisici e delle proprietà geotecniche dei sedimenti ricavati dalle CPTU. Un tale modello è utile per la caratterizzazione dell'acquifero costiero, per comprendere la natura geologico-tecnica del substrato e per quantificare i corpi geologici di interesse economico.

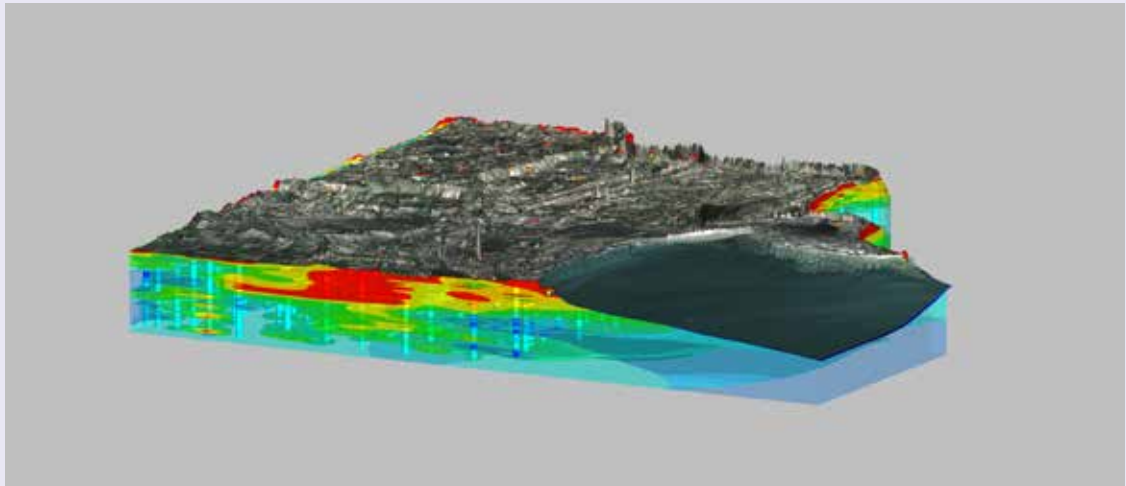


Figura 5.14. Modello 3D del margine meridionale del delta del Po. In rosso le sabbie, in giallo le sabbie fini limose, in azzurro le argille e in verde i limi.

Modelli 3D del sottosuolo nell'area di Ravenna

Nella fascia costiera tra foce Fiumi Uniti e Foce Reno, sono stati realizzati tre distinti modelli a scale differenti, al fine di avere un quadro geologico completo che si estende dalle strutture geologiche profonde fino alla stratigrafia dettagliata della successione olocenica. Il primo modello si spinge oltre il migliaio di metri in profondità nel sottosuolo del ravennate e rappresenta l'assetto strutturale del fronte appenninico sepolto, caratterizzato da faglie e sovrascorrimenti. Con questo modello è possibile visualizzare la forma tridimensionale delle strutture tettoniche e i loro rapporti reciproci, inoltre è riconoscibile l'andamento delle unità geologiche meso-terziarie coinvolte nella deformazione e di quelle successive che sigillano i principali sovrascorrimenti (Fig. 5.15).

Il secondo modello (Fig. 5.16) si focalizza sulla successione quaternaria più recente, presente nei primi 400 metri del sottosuolo (Sintema Emiliano-romagnolo Inferiore AEI e Sintema Emiliano-romagnolo Superiore AES). Esso mostra l'architettura stratigrafica, quindi la variazione degli

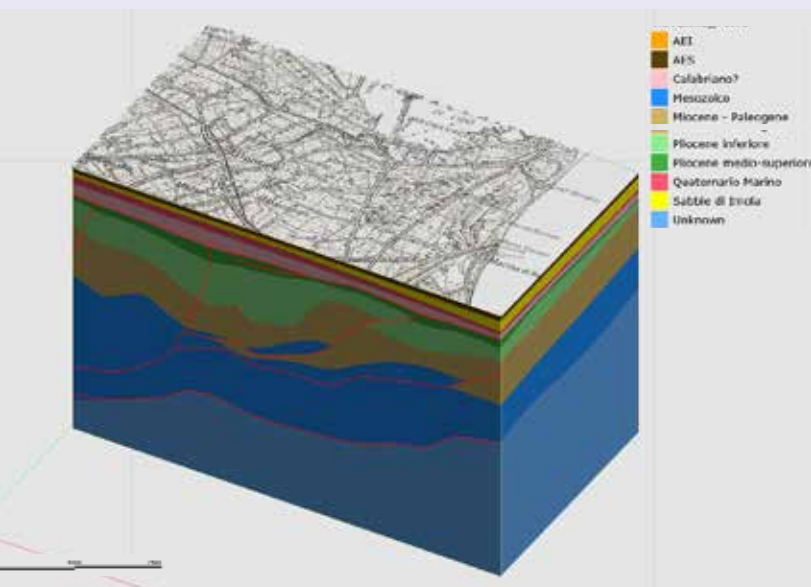


Figura 5.15. Modello 3D del sottosuolo profondo nell'area di Ravenna.

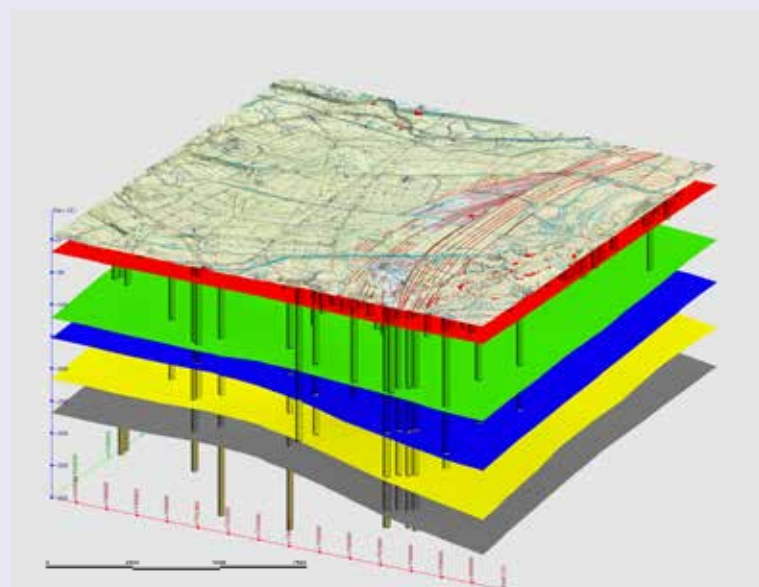


Figura 5.16. Suddivisione stratigrafica della successione del Pleistocene superiore nel sottosuolo ravennate; grigio: limite AEI-AES, giallo: base AES indifferenziato inferiore, blu: base AES6, verde: AES7, rosso: base AES8.

spessori anche in relazione alle strutture tettoniche più profonde, nonché la distribuzione delle litologie dalla quale è possibile ricostruire i sistemi deposizionali, la loro natura (marino o continentale), le zone di alimentazione sedimentaria e quelle di deposizione. Tale modello evidenzia le geometrie dei principali acquiferi della piana costiera e l'organizzazione stratigrafica da cui trae origine una importante componente della subsidenza.

Il terzo modello, similmente a quello del settore ferrarese, riguarda i depositi olocenici e ricostruisce la distribuzione degli ambienti deposizionali, delle litologie e dei parametri fisici e geotecnici grazie all'elaborazione di numerose indagini geonostiche disponibili (Fig. 5.17).

Quest'ultimo modello ha fornito la base per un'ulteriore elaborazione in cui è stato sviluppato un aspetto specificatamente tematico come quello della rappresentazione della variabilità tri-dimensionale della conducibilità elettrica nell'acquifero freatico costiero. Il modello, realizzato nell'ambito delle attività per il progetto europeo Geoera-Tactic, rappresenta tali variazioni nel sottosuolo presso Ravenna (Fig. 5.18), utilizzando i dati misurati in 10 piezometri della rete costiera della Regione Emilia-Romagna in quattro campagne di monitoraggio: ottobre 2009, marzo 2010, settembre 2013 e ottobre 2019.

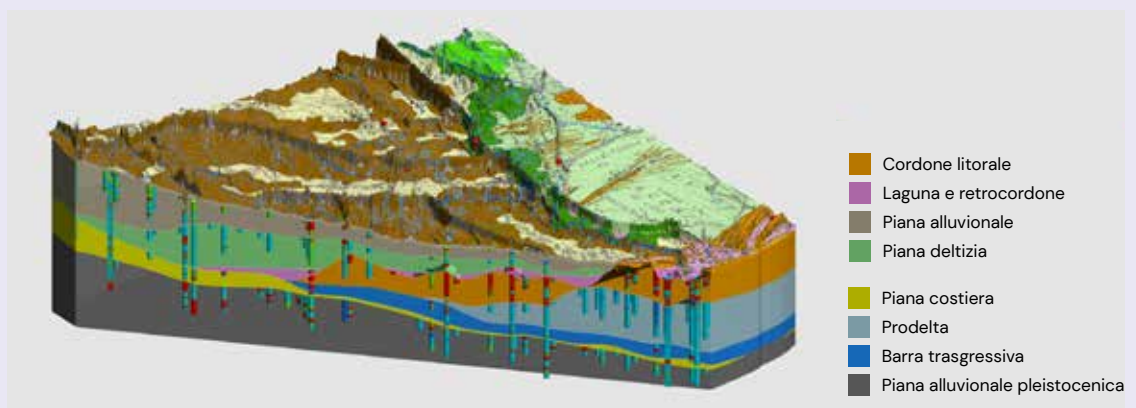


Figura 5.17. Modello 3D dei depositi olocenici nel settore compreso tra foce Fiumi Uniti e foce Reno: visualizzazione dei diversi ambienti deposizionali.

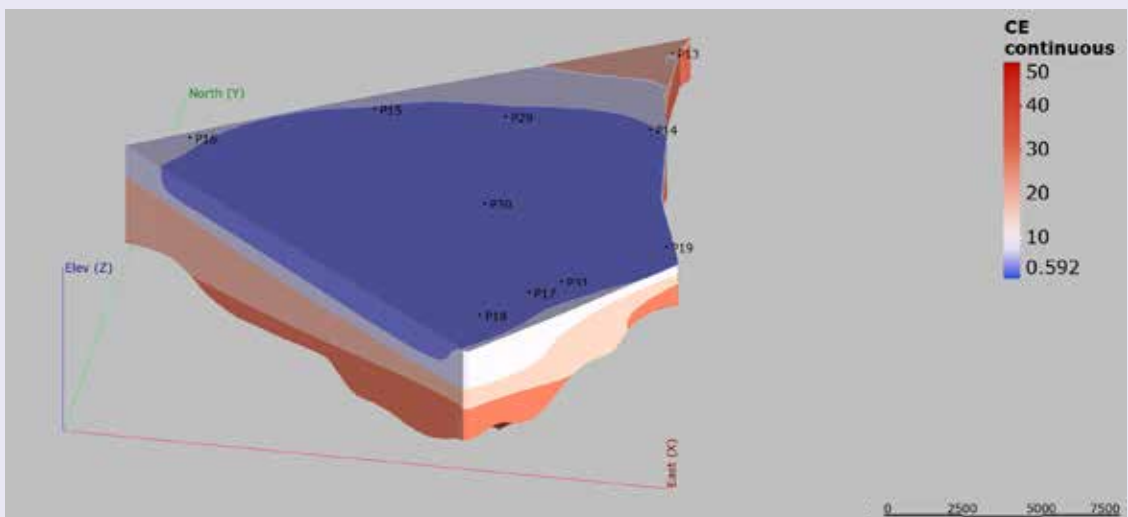


Figura 5.18. Variabilità 3D della conducibilità elettrica nell'acquifero freatico costiero presso Ravenna.

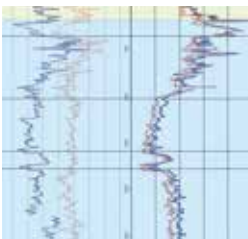
BIBLIOGRAFIA

- [1] Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 187 Codigoro (2009). ISPRA-Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- [2] Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 204 Portomaggiore (2014). ISPRA-Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- [3] Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 205 Comacchio (2009). ISPRA-Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- [4] Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 223 Ravenna (2002). Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- [5] Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 240-241 Forlì-Cervia (2005). APAT-Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- [6] Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 256 Rimini (2005). APAT-Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- [7] Carta Geologica dei Mari Italiani in scala 1:250.000, Foglio NL 33-10 Ravenna (2001). Servizio Geologico d'Italia - Istituto di Geologia Marina CNR.
- [8] Correggiari A., Moscon G., Stefani C., Fontana A. & Remia A. (2016). Characteristics and short-term changes of the Po Delta seafloor morphology through high-resolution bathymetric and backscatter data. EGU2016-17003, 18.
- [9] Moscon G., Correggiari A., C. Stefani, Fontana A. & Remia A. (2015). Very-high resolution analysis of a transgressive deposit in the Northern Adriatic Sea (Italy). *Alpine and Mediterranean Quaternary*, 28 (2), 121-129.
- [10] Penland S., Boyd R. & Suter J. R. (1988). Transgressive depositional systems of the Mississippi delta plain: a model for barrier shoreline shelf sand evolution. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58 (6), 932-949.
- [11] Calabrese L., Perini L., Lorito S., Luciani P. & Cibir U. (2010). Evoluzione della linea di riva ed erosione costiera in Emilia-Romagna. Atti del Terzo Simposio "Il monitoraggio costiero mediterraneo, problematiche e tecniche di misura", 15-16-17 giugno 2010, Livorno, 345-352.
- [12] Bondesan M. (2001). L'evoluzione idrografica e ambientale della pianura ferrarese negli ultimi 3000 anni. In A. Broglio - M. Bondesan (a cura di), *Storia di Ferrara, I. Territorio e preistoria*, Ferrara 2001, 228-263.
- [13] Calabrese L., Perini P., Lorito S., Luciani P., Martini A., Severi P., Correggiari A. & Remia A. (2016). 3D modelling of the Holocene succession in the southern Po Delta (Italy): from geology to applications. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 339-352.

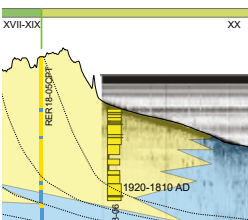
LO STUDIO TRA LA TERRA E IL MARE



6. I DATI ACQUISITI IN EMILIA-ROMAGNA	75
6.1. I dati di campagna	
6.2. Le campagne geofisiche	
6.3. Le campagne geognostiche	



7. ANALISI DI LABORATORIO	82
7.1. Fluorescenza a raggi X	
7.2. Suscettività magnetica	
7.3. Analisi granulometrica	
7.4. Datazioni radiometriche	



8. LE CORRELAZIONI GEOLOGICHE TRA TERRA E MARE	88
8.1. La continuità degli elementi geologici tra terra e mare	
8.2. Le sezioni geologiche terra-mare tra foce Reno e foce Volano	
8.3. I processi sedimentari che hanno modellato la costa tra foce Reno e il Po di Volano	
8.4. Stratigrafia di dettaglio del settore settentrionale della costa ferrarese	
8.5. Stratigrafia di dettaglio del settore meridionale della costa ferrarese	
8.6. Ricadute dell'analisi stratigrafica per la gestione del litorale	



Lo studio tra la terra e il mare è la proposta maggiormente innovativa di questo lavoro sia per l'area di interesse sia per l'approccio metodologico e la tipologia di dati utilizzati. La fascia costiera, il *nearshore*, è quasi sempre poco indagata dal punto di vista geologico e, anche a livello di ricerca scientifica, esistono pochi esempi di studi che integrano le analisi riguardanti la porzione emersa con quelle sviluppate per la porzione sommersa.

In Emilia-Romagna, questo settore era poco o per nulla conosciuto, privo di indagini conoscitive e di analisi geologiche pregresse nonostante oggi sia evidente il suo ruolo strategico per l'economia turistica, la gestione di innumerevoli attività antropiche e per la sua esposizione ai rischi costieri.

Per colmare questa carenza conoscitiva si è proceduto all'acquisizione ed elaborazione di dati geofisici e geognostici che hanno consentito la caratterizzazione del sottosuolo e l'interpretazione stratigrafica dei depositi costieri recenti. Le indagini in sito sono state integrate da analisi di laboratorio basate su tecnologie recenti, mai impiegate in questo contesto.

Il risultato dell'analisi è la correlazione tra le unità di terra con quelle di mare che ha permesso la ricostruzione dei corpi geologici presenti nel sottosuolo/sottofondo del *nearshore* e l'identificazione della spiaggia attiva, dove si gioca la capacità evolutiva del sistema costiero emiliano-romagnolo.

L'evidenza della continuità dei corpi e la caratterizzazione degli elementi geologici tra la terra e il mare sono informazioni basilari per un approccio adeguato per fronteggiare i rischi costieri e per la gestione delle risorse rivierasche.

L'obiettivo di questo lavoro è anche quello di costituire un "ponte" tra le conoscenze e i dataset afferenti ai diversi domini, quello terrestre e quello marino, rimasti finora sostanzialmente separati.

6. I DATI ACQUISITI IN EMILIA-ROMAGNA

6.1. I dati di campagna

Prima dell'avvio di questo progetto i dati geologici della zona di interfaccia terra-mare erano pressochè assenti: le indagini contenute nel database regionale riguardavano infatti la piana costiera lasciando scoperte le aree di duna e di spiaggia. A mare i sondaggi erano distribuiti in zone al largo, distanti dalla riva diversi chilometri (*offshore*), con batimetrie superiori ai 10-20 m.

Tale carenza è stata colmata in parte grazie a campagne di indagini condotte dall'Area Geologia, Suoli e Sismica della Regione Emilia-Romagna e dal CNR-ISMAR di Bologna che, a partire dal 2010, hanno avviato diverse collaborazioni.

Queste recenti indagini sono state supportate anche dal progresso tecnologico degli ultimi decenni che ha fornito nuovi strumenti per lo studio dei fondali e dei depositi marini.

I sistemi geofisici per il rilevamento batimetrico, morfologico e sismo-stratigrafico hanno raggiunto livelli di risoluzione molto elevati anche in basso fondale, permettendo finalmente di indagare anche la porzione sommersa della fascia costiera più prossima alla riva.

I rilievi geofisici sono indagini di tipo indiretto e si basano principalmente sull'uso di sorgenti acustiche che consentono la propagazione dell'onda anche per grandi distanze. Il metodo sismo-acustico, in particolare, registra un treno di onde riflesse che si formano quando l'impulso emesso incontra un'interfaccia tra due unità geologiche con caratteristiche litologiche differenti, ovvero con diversi valori di impedenza acustica. Il risultato di queste indagini è un'immagine di diversi livelli riflettori del sottosuolo (Fig. 6.1).

I dati geofisici restituiscono un'immagine del sottosuolo da cui può essere interpretata l'architettura stratigrafica, ma non la natura del sedimento che deve essere investigata in sito con indagini di tipo geognostico.

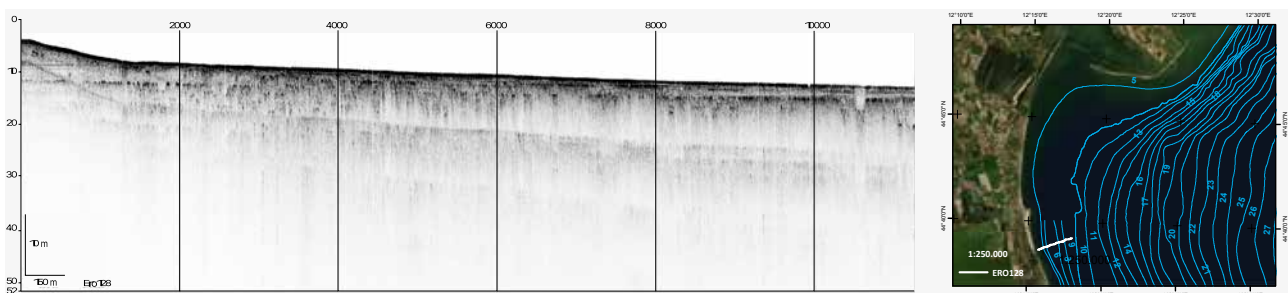


Figura 6.1. Profilo sismo-acustico ERO128 acquisito in basso fondale nel ferrarese, sulla destra il suo posizionamento.

Molto utili sono le prove penetrometriche statiche CPTU (Fig. 6.2), utilizzate nella porzione emersa della spiaggia ma realizzabili anche a mare. La prova CPTU è un'indagine di tipo puntuale che attraversa la successione del sottosuolo lungo la verticale; essa consiste nella misura dettagliata, generalmente ogni 2 centimetri, della resistenza alla penetrazione di una punta meccanica di dimensioni e caratteristiche standardizzate infissa nel terreno a velocità costante, e delle pressioni dei pori. I risultati sono rappresentati con i log verticali delle proprietà meccaniche del terreno (resistenza alla punta, resistenza laterale e pressione dei pori) che consentono di interpretare la stratigrafia del terreno.

Il metodo ottimale per analizzare direttamente i depositi sepolti è rappresentato dal sondaggio a carotaggio continuo che consente il recupero di una "carota" del sottosuolo e il prelievo di campioni di sedimento. E' un'indagine più costosa e complessa rispetto alle CPTU, soprattutto

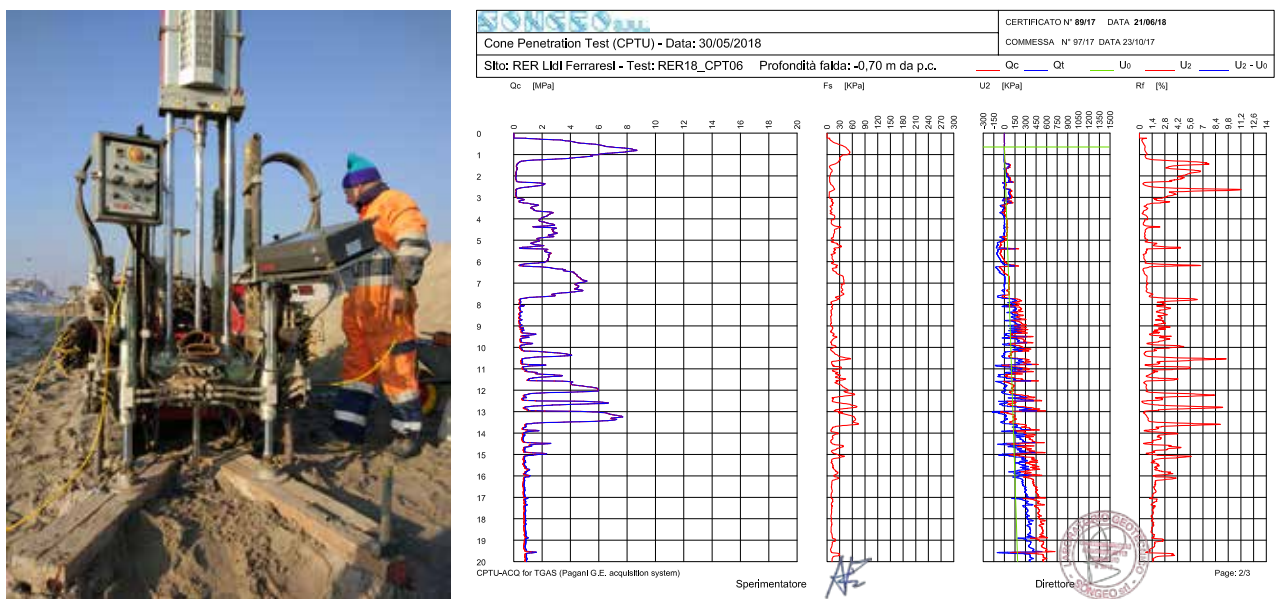


Figura 6.2. Attrezzatura per prova penetrometrica in spiaggia e grafico dei risultati dell'indagine.

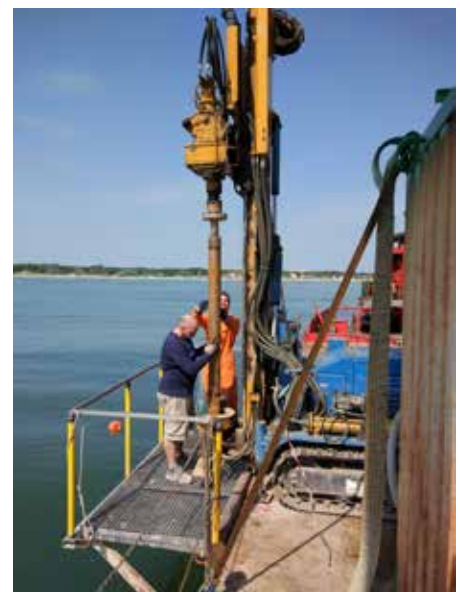


Figura 6.3. Immagini della campagna RER18, a sinistra foto da drone del motopontone allestito con gru, a destra il carotiere utilizzato per la campionatura del sedimento.

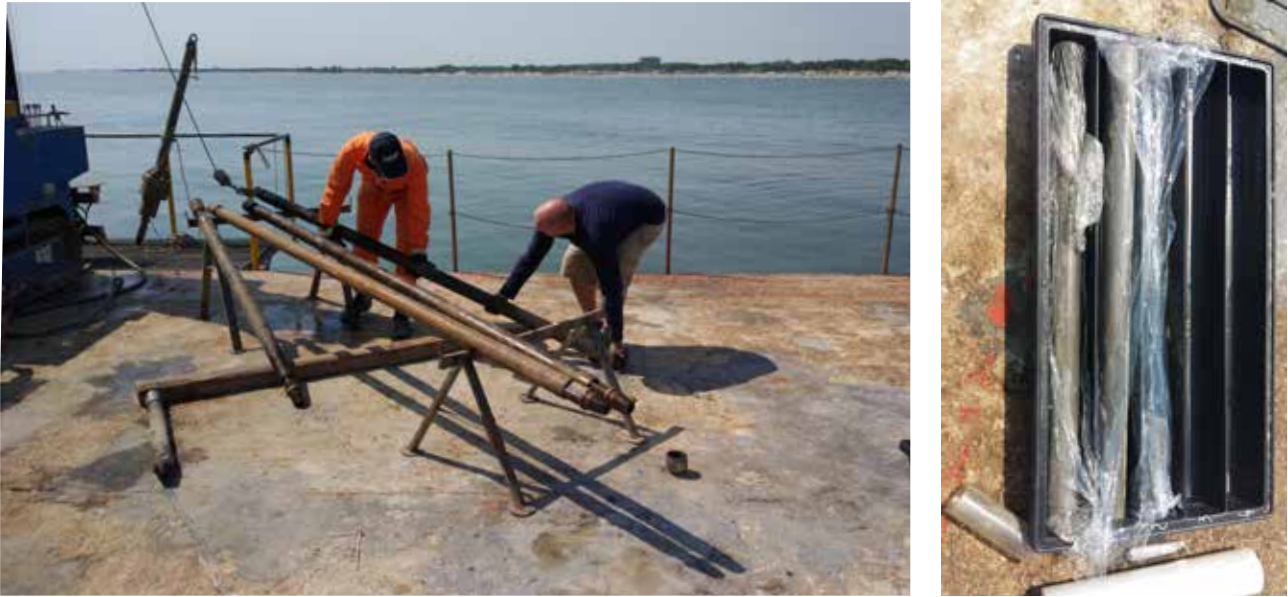


Figura 6.4. Operazioni di recupero della carota durante la campagna RER18, asta del carotiere e cassetta di stoccaggio degli spezzoni campionati.

to a mare dove, sulla base della batimetria del fondale, della litologia attesa e della profondità da raggiungere, si devono valutare la tecnica di realizzazione del sondaggio e la tipologia del carotiere e del campionatore. In ambiente marino ulteriori valutazioni riguardano il natante da utilizzare (nave, pontone) e l'allestimento della strumentazione necessaria per le operazioni di perforazione e recupero della carota (stabilizzatori, pedana, verricello, presenza di una o più gru, ecc., Fig. 6.3).

Per una semplice caratterizzazione sedimentologica del fondale marino si utilizza solitamente la benna, un campionatore a forma di pala che recupera il sedimento del fondale scavando qualche centimetro, o il box corer, che si infigge per alcuni decimetri, impiegato largamente nel caso di indagini ambientali.

In ambienti di piana costiera, i sondaggi geognostici a carotaggio continuo sono indispensabili per la ricostruzione del profilo stratigrafico del terreno e per il prelievo di campioni indisturbati sui quali effettuare analisi chimico-fisiche, geotecniche e datazioni. Il tubo-carotiere, in genere di diametro tra i 70 e 150 mm, può essere semplice con corona tagliente all'estremità inferiore (Fig. 6.4), o doppio con tubo coassiale interno in PVC o materiale simile che raccoglie il sedimento. La tecnologia di perforazione varia a seconda del tipo di carotiere, può campionare per gravità o con un motore in testa che vibrando perfora il terreno.

6.2. Le campagne geofisiche

L'obiettivo generale delle indagini è la ricostruzione geologica; nello specifico, sono state utilizzate per la definizione dell'estensione e dello spessore delle sabbie litorali al fine di valutare l'entità del fenomeno dell'erosione costiera. Sono stati eseguiti diversi rilievi geofisici nell'area compresa tra la batimetria di 1-2 metri fino alla profondità degli 8-10 metri del fondale. I nuovi rilievi integrano i profili sismici, già disponibili in archivio, che investigano le porzioni più profonde del bacino.

Sono quattro le campagne di acquisizione dei dati sismo-acustici costieri dell'Emilia-Romagna, finanziate dalla Regione e condotte da CNR-ISMAR con il supporto logistico di ditte esterne, che hanno interessato il settore di costa tra la foce del Po di Goro e Cesenatico (Fig. 6.5):

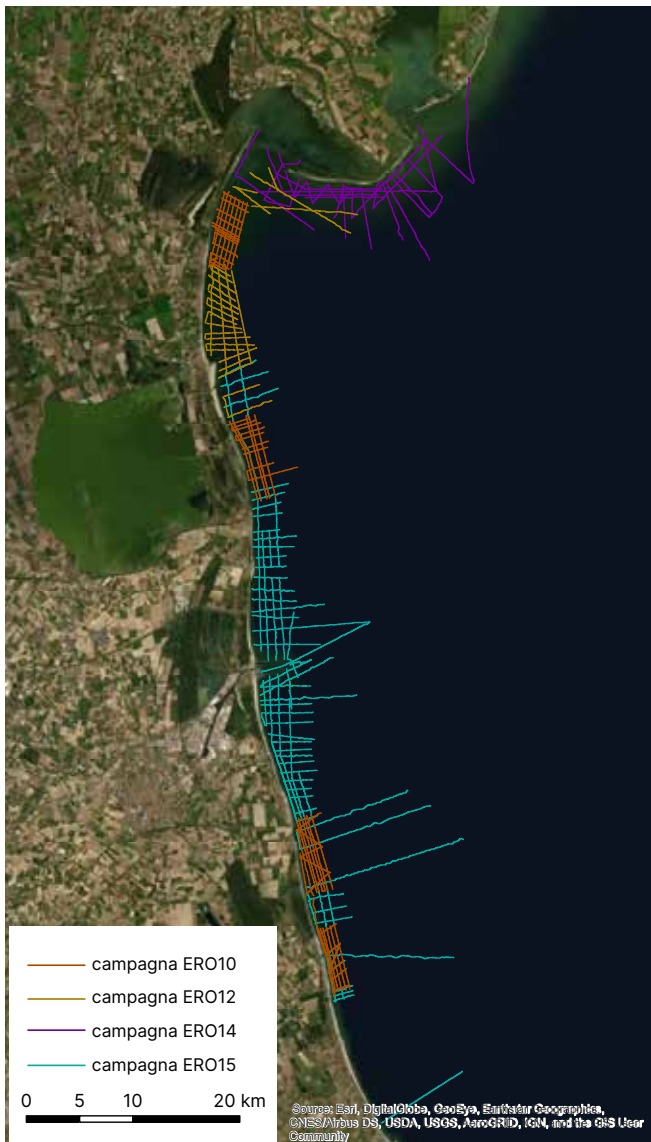


Figura 6.5. Ubicazione dei rilievi geofisici costieri.

- La campagna ERO2010 è stata quella sperimentale, volta a valutare l'effettiva potenzialità del tipo di indagine; ha riguardato principalmente le aree che, in occasione della mareggiata dell'8-10 marzo 2010, erano state oggetto degli impatti per erosione più significativi (Lido delle Nazioni, Lido di Spina sud, Lido di Dante, Lidi di Classe e Savio). La lunghezza totale dei profili sismici acquisiti nelle quattro zone è di circa 209 km.

- La campagna ERO2012 ha interessato le aree tra Lido di Spina e Lido delle Nazioni e la parte nord-est di Lido di Volano. La lunghezza totale dei profili sismici acquisiti nelle due zone è di circa 96 km.

- La campagna ERO2014 ha riguardato l'area di Scardovari e Goro (FE). La lunghezza totale dei profili sismici acquisiti nelle due zone è di circa 133 km.

- La campagna ERO2015 ha interessato le aree dove erano stati registrati impatti morfologici rilevanti in occasione della mareggiata del 2-6 Febbraio 2015 (tra Marina di Ravenna, Foce Reno e Lido degli Estensi, e tra Marina di Ravenna, Lido di Classe, Lido di Savio e Cesenatico).

I rilievi sono stati effettuati a bordo della motobarca San Rocco di 6.3 metri di lunghezza, attrezzata con la strumentazione necessaria per acquisire dati sismici a riflessione e la loro geolocalizzazione (Fig. 6.6). Si è utilizzato un *sub-bottom profiler* a tecnologia CHIRP ad elevata risoluzione attraverso l'emissione di un impulso modulato in frequenza tra i 2-7 kHz. Il sistema utilizzato per le campagne è composto da una *topside* modello "BENTHOS DSP-662 CHIRP III" da 4KW (DSP + Transceiver) collegato ad un *array* di 2 trasduttori piezoelettrici in parallelo, montati su palo (Fig. 6.6) e fissati a lato dell'imbarcazione. Questo *sub-bottom profiler* CHIRP ha un'elevata risoluzione sismica a discapito però della profondità di penetrazione del segnale, che può raggiungere i 15-20 metri di profondità.



Figura 6.6. Motobarca San Rocco, al centro e a destra trasduttori e assemblaggio del sistema di acquisizione.

In particolare...

Interpretazioni delle indagini geogisiche

L'interpretazione del profilo sismico si basa sull'individuazione dei riflettori principali, ovvero di quelle linee continue più scure, dovute a discontinuità acustiche, che evidenziano un cambiamento di facies (ovvero della litologia e/o degli elementi accessori quali fossili, sostanza organica, granulometria, petrografia) e pertanto una variazione della stratigrafia. I riflettori delimitano le unità sismiche ovvero pacchetti di riflettori sismici che corrispondono a corpi geologici omogenei all'interno dei quali è possibile distinguere le strutture e le geometrie presenti nel sottosuolo e ricostruire l'assetto stratigrafico e strutturale dell'area. Un riflettore molto marcato può essere la diretta manifestazione sismica di diversi fattori: un forte accumulo di sedimento, una maggiore compattazione dei depositi, una superficie di non conformità data da mancanza di sedimentazione oppure una superficie di erosione. Una corretta interpretazione dei segnali e delle unità sismo-acustiche dipende non solo da un'accurata analisi dei dati, ma anche dalla conoscenza del contesto geologico/sedimentologico e dalla disponibilità di indagini dirette che permettono di confermare o smentire l'interpretazione del dato acquisito attraverso l'indagine indiretta.

Nell'interpretazione dei profili acquisiti in acque poco profonde, un importante accorgimento è quello di considerare la presenza di segnali falsi derivanti da riflessioni multiple che, per le leggi della fisica, appaiono sempre a una profondità esattamente doppia, nello spazio dei tempi, rispetto al riflettore vero. La prima superficie da riflessioni multiple visibile è quella riferita allo spazio compreso tra la superficie dell'acqua e il fondo del mare.

Sul profilo sismico è possibile, inoltre, identificare altri elementi morfologici e stratigrafici quali i canali, la geometria dei corpi sabbiosi, le zone con impregnazioni di gas (Fig. 6.7).

Lungo la sezione sismica i riflettori potrebbero perdere di visibilità e rendere più complicata l'interpretazione. Questo può dipendere da diverse ragioni, una maggiore porosità del sedimento che fa perdere intensità al segnale, come i sedimenti sabbiosi, o l'impregnazione di gas metano biogenico del sedimento (Fig. 6.8).

In alcuni profili analizzati sono ben visibili corpi trasparenti, alcuni posti sotto la base dell'unità superficiale, caratterizzata verso il largo da riflettori piano paralleli (Fig. 6.9) Questi corpi trasparenti sono stati interpretati come depositi di sedimento grossolano, impregnato di gas che assorbe il segnale.

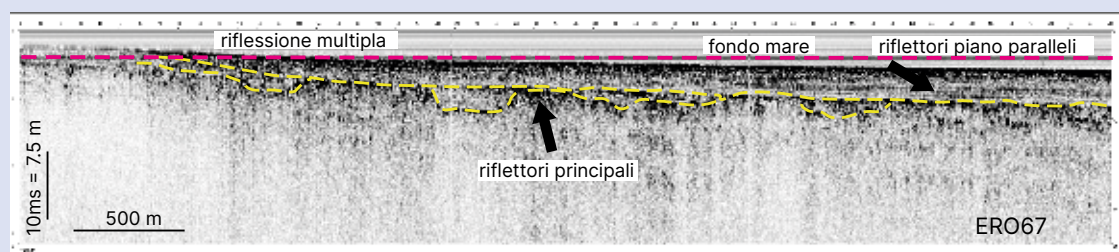


Figura 6.7. Profilo acustico CHIRP acquisito trasversalmente alla costa nell'area antistante il Lido delle Nazioni (FE). Sul profilo sismico si identifica la prima forte riflessione come fondo mare, una riflessione multipla strumentale, riflettori principali che identificano le facies sedimentari; in questo profilo si riconoscono riflettori canali fluviali riempiti di sedimento.

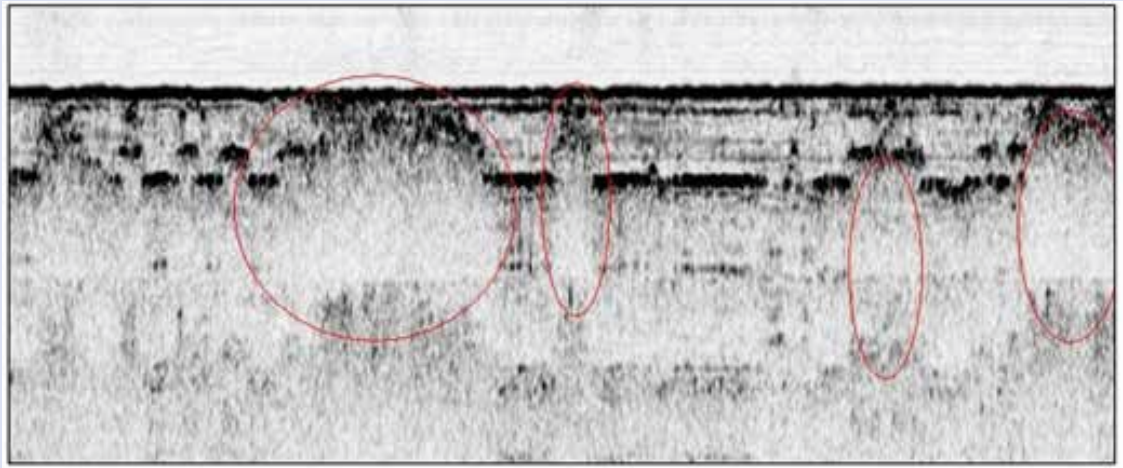


Figura 6.8. Dettaglio della sezione sismica ERO 04, in cui sono evidenziate in rosso le porzioni 'trasparenti' che corrispondono a sedimenti impregnati di gas.

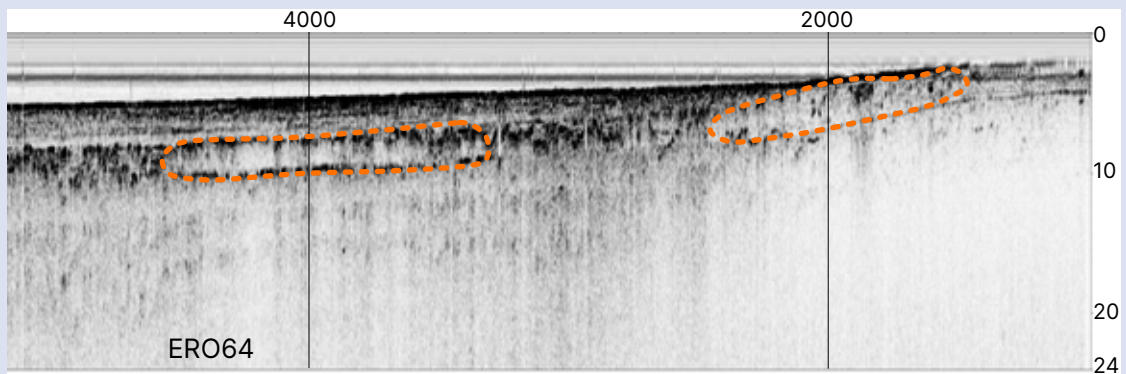


Figura 6.9. Esempio di profilo perpendicolare a costa, con la linea arancione tratteggiata sono evidenziate le strutture 'trasparenti' identificate come corpi sabbiosi.

6.3. Le campagne geognostiche

Tra il 2013 e il 2020, sono state realizzate tre campagne geognostiche, due da parte della Regione e una da CNR-ISMAR.

Le campagne si sono concentrate principalmente nel ferrarese e nel ravennate, nelle zone storicamente più critiche per assetto morfologico, subsidenza e dinamica evolutiva della costa. La localizzazione delle indagini (Fig. 6.10) è stata decisa anche sulla base delle tracce dei profili sismo-acustici già acquisiti con la finalità di accoppiare i due tipi di informazione.

1. La campagna geognostica RER 2013 ha avuto l'obiettivo principale di studiare il fenomeno della subsidenza in due siti rappresentativi della costa, Lido di Classe (RA) e Gorino (FE). Il primo si trova in prossimità di foce Fiumi Uniti, dove i valori di subsidenza sono tra i più elevati della costa per cause antropiche, mentre il secondo è situato presso la foce del Po di Goro, dove un forte contributo alla subsidenza è dato dalla compattazione dei sedimenti recenti. In ciascun sito sono stati effettuati un sondaggio a carotaggio continuo e tre prove penetrometriche (CPTU) .
2. La campagna geognostica CNR-ISMAR 2013 è stata condotta per indagare lo spessore e le caratteristiche litologiche e fisiche della spiaggia attiva. Il posizionamento dei carotaggi è stato scelto in prossimità dei profili sismo-acustici già acquisiti per correlare la litologia osservata nelle carote con le facies sismo-stratigrafiche. Sono stati effettuati 2 sondaggi a carotaggio continuo, nelle località di lido di Spina e Lido di Volano e 6 prove penetrometriche CPTU.

3. la campagna geognostica RER 2018 è stata realizzata per acquisire ulteriori informazioni sul settore di spiaggia emersa e sommersa del ferrarese, dove mancavano dati utili per le correlazioni con i dati geofisici esistenti. Sono stati eseguiti 6 sondaggi a carotaggio continuo, di lunghezza tra gli 8 e i 10 metri, nel fondale antistante il tratto tra Lido delle Nazioni e Lido di Spina, a profondità batimetriche comprese tra 2,5 e 5,3 metri. A terra, nella porzione di spiaggia emersa, sono state inoltre effettuate 4 prove CPTU.
4. la campagna geognostica RER 2019, effettuata nella primavera del 2020, è stata svolta per sondare i tratti costieri tra Foce Reno e Cesenatico, col duplice scopo di calibrare le linee sismiche acquisite nella spiaggia sommersa prospiciente e di raccogliere campioni sui quali condurre prove edometriche, finalizzate ad indagare il processo di consolidazione dei depositi fini costieri. Sono stati effettuati 5 sondaggi a rotazione a carotaggio continuo.



Figura 6.10. Ubicazione delle prove geognostiche acquisite a terra e a mare tra il 2013 e il 2020.

7. ANALISI DI LABORATORIO

7.1. Fluorescenza a raggi X

La spettrometria a fluorescenza a raggi X (XRF) è una tecnica analitica impiegata per identificare la presenza degli elementi della tavola periodica nei sedimenti, dall'alluminio all'uranio.

Nell'analisi XRF, l'identificazione degli atomi presenti nel campione avviene attraverso l'analisi dello spettro X emesso in risposta all'eccitazione causata dai raggi X primari. Le energie emesse sono caratteristiche delle specie atomiche presenti nel materiale, nel caso trattato nel sedimento, consentendo di determinare rapidamente, in pochi minuti, la composizione atomica del campione in esame. L'analisi XRF convenzionale richiede lunghi e complessi processi di preparazione del campione, quali essiccazione, macinatura e pellettizzazione.



Figura 7.1. Core scanner Avaatech, strumento utilizzato nel laboratorio della sede di Bologna ISMAR CNR.

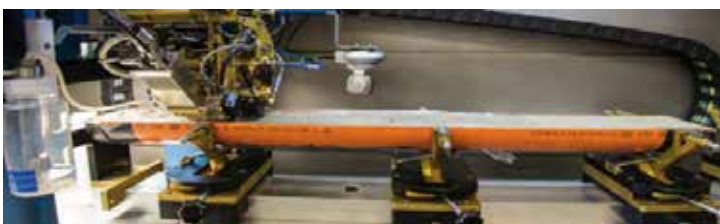


Figura 7.2. Strumento Core scanner Avaatech in funzione, si può vedere la testa dello strumento su cui sono montati i sensori appoggiata sullo spezzone della carota contenuto nel liner arancione.

Il Core Scanner XRF (CS XRF) è uno strumento che applicando questa tecnica, consente di misurare la composizione chimica in continuo effettuando la misurazione direttamente sulla superficie di un carotaggio tagliato longitudinalmente, senza alterare il campione (Fig. 7.1). L'impiego del CS XRF consente di ottenere una speditiva caratterizzazione elementare dell'intero carotaggio con valori semiquantitativi, alternativamente ai dati discreti ottenuti tramite il metodo convenzionale [1].

Da più di 20 anni il CS XRF è stato utilizzato con successo per gli studi ad alta risoluzione di sezioni sedimentarie oceaniche e lacustri, per correlazioni stratigrafiche e per dettagliate ricostruzioni paleoclimatiche su diverse scale temporali [2; 3]. I CS XRF di ultima generazione, grazie al miglioramento della velocità e della sensibilità, permettono di analizzare un metro di carota ad alta risoluzione in sole 2 ore, producendo diverse migliaia di spettri e generando un notevole volume di dati (Fig. 7.2).

Le variazioni della granulometria, le imperfezioni della superficie della carota, la presenza di sostanza organica e l'accumulo d'acqua sulla superficie del campione influenzano la qualità dei dati ottenuti dal CS XRF. Pertanto, nell'interpretazione dei dati è necessaria particolare cautela per discrimi-

nare le informazioni significative. Diversi autori [1], hanno evidenziato i vantaggi nel considerare i rapporti delle intensità degli elementi (o conteggi per secondo, cps) anziché le singole intensità degli elementi stessi, al fine di minimizzare gli effetti di diluizione dovuti alla variazione della composizione della matrice.

Tra gli elementi che vengono più spesso utilizzati nell'interpretazione dei depositi di transizione sono il ferro (Fe) come indicatore (*proxy*) della provenienza terrigena del sedimento e il calcio (Ca) come indicatore di produzione biogenica, il loro rapporto Ca/Fe ne mette in evidenza l'importanza relativa. Le sabbie fluviali sono caratterizzate dalla presenza di elementi maggiori come silicio (Si), alluminio (Al), potassio (K) e titanio (Ti), mentre il passaggio graduale a livelli torbosi, con l'aumento nel sedimento di zolfo (S), associato ad altri indicatori ambientali, può indicare episodi di trasgressione marina con spostamento verso terra della linea di costa (Fig. 7.3).

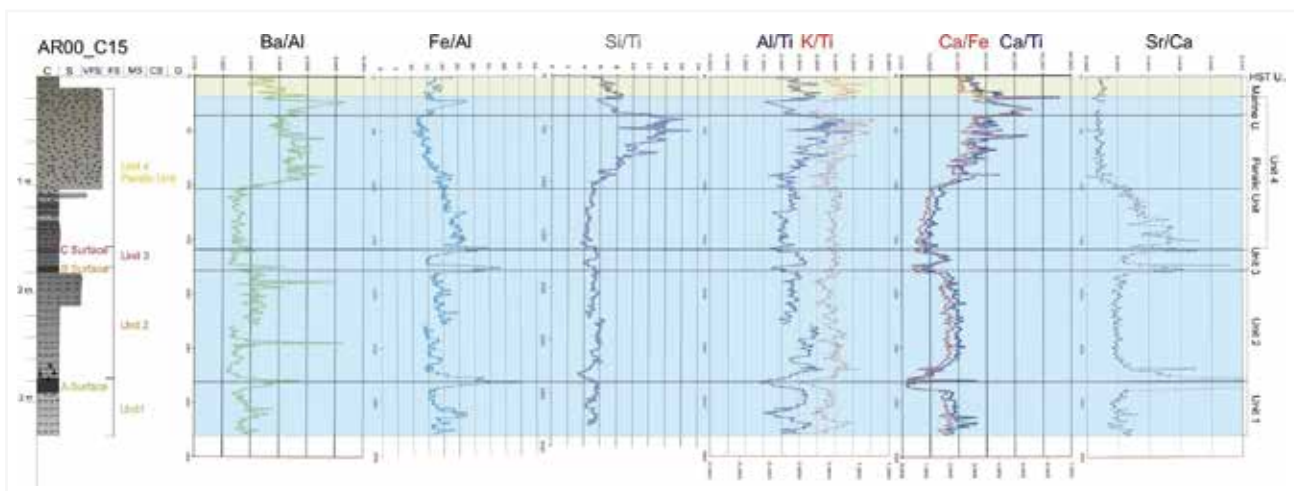


Figura 7.3. Esempio della rappresentazione di alcuni dati XRF della carota AR00-C15

In particolare...

Significato della presenza di alcuni elementi e del valore del rapporto tra elementi

Le interpretazioni seguenti sono tratte da [1]

Calcio. Il calcio (Ca) può essere di origine biogenica o detritica; è riconosciuto come un *proxy* per la produttività marina, e il rapporto Ca/Sr può essere utilizzato come marcatore di origine biogenica poiché lo stronzio (Sr) è fissato da organismi calcificanti contemporaneamente al calcio. L'origine detritica del calcio, invece, può essere dedotta dalla correlazione con il Fe e altri elementi terrigeni riconoscendo ambienti di margine continentale caratterizzati da apporti fluviali. Quindi i rapporti Ca/Fe e Ca/Ti sono utili per individuare variazioni della sedimentazione, in quanto Ca caratterizza la produzione marina, mentre Fe e Ti testimoniano input terrigeno.

Stronzio. Lo stronzio (Sr) è un metallo alcalino-terroso fissato da organismi calcificanti contemporaneamente al Ca ed è un marker per l'origine biogenica. Come il Ca può provenire anche da sorgenti terrigene (es. feldspati e argille); la vicinanza di Ca e Sr suggerisce che Ca proviene principalmente da CaCO_3 biogenico.

Ferro. Il ferro (Fe) è il quarto elemento più abbondante nella crosta, dopo ossigeno, silicio e alluminio principalmente diffuso in forma di ossidi di Fe, tipo ematite e magnetite. La variazione di Fe è generalmente correlata alla frazione terrigena del sedimento. Come elemento sensibile alla riduzione, il Fe può identificare caratteristiche diagenetiche secondarie. Considerando che Fe e Ti sono strettamente correlati nelle frazioni terrigene, ma il Fe è in parte soggetto alla rimobilizzazione diagenetica mentre il Ti è inerte, una buona correlazione tra Fe e Ti suggerisce scarsa influenza diagenetica. Il rapporto Fe/Al elevato, associato ad alti valori di zolfo (S), può essere caratteristico di ambienti di sedimentazione anossici [4].

Alluminio. L'alluminio (Al), il terzo elemento più abbondante della crosta terrestre, è un metallo molto reattivo e si trova come ossido o silicato. Al/Si è utilizzato nei sedimenti come proxy per risalire all'alterazione chimica e del dilavamento nel bacino di provenienza, diminuzioni di Al/Si significano meno agenti alteranti. L'Al è utilizzato anche per normalizzare il contenuto relativo di Fe, Si, e Ti, ad esempio alti valori del rapporto tra Fe/Al con basso rapporto di Si/Al e Ti/Al sono indicativi di intensi episodi di dilavamento nel bacino di provenienza.

Silicio. Il silicio (Si) è presente in silicati e come quarzo puro (SiO_2), un componente importante di sabbia e limo derivato dall'alterazione fisica della crosta continentale. I minerali di silicato, il 90% della crosta, costituiscono la classe più grande e importante di minerali che formano le rocce. Il Si può essere anche biogenico, derivato dal fitoplancton siliceo (diatomee, silicoflagellati), protozoi e protisti (radiolari ed ebridi), fitoliti vegetali, alcuni scolecodonti (mascelle di vermi policheti) e spicole di spugna. Utilizzando il rapporto tra Si/Al o Si/Ti si può distinguere l'origine terrigena da quella derivante da produttività primaria marina.

Titanio. Il titanio (Ti) è un elemento molto resistente alla corrosione che generalmente varia direttamente con la frazione grossolana terrigena. È un costituente comune delle rocce, come gli gneiss o scisti, indica principalmente una fonte continentale terrigena ed è presente in tutti i minerali comunemente associati alle frazioni di sabbia e limo. Non dipendente da processi biologici, Ti è ampiamente utilizzato per identificare depositi sedimentari terrigeni, ed è un proxy migliore rispetto a Fe in quanto più stabile.

Il rapporto Ti/Ca registra le variazioni relative tra input terrigeno e quello carbonatico di origine marina. Il rapporto Ti/Al distingue periodi aridi da periodi umidi, alti valori del rapporto indicano un flusso litogenico a grana grossa mentre bassi valori testimoniano un maggior dilavamento del sedimento.

Bario. Il bario (Ba) è un importante proxy per la produttività biologica di origine marina, per lo più utilizzato in rapporto con Ti e Al.

Zolfo. Lo zolfo (S) è strettamente legato alla materia organica e si mineralizza durante i processi diagenetici. All'interno di sedimenti, S organico può essere ossidato a solfato e restituito all'acqua di mare o sepolto come S organico, solfato o solfuro, per riduzione batterica. Lo zolfo funge quindi da indicatore di una scarsa ossigenazione nelle acque di fondo.

Bromo. La materia organica terrestre è relativamente povera di bromo (Br) e quindi Br è ampiamente utilizzato per quantificare la materia organica marina, la sua produttività e per discriminare le condizioni di acqua marina e di acqua dolce. Il rapporto tra bromo e cloro (Br/Cl) mette in evidenza degli arricchimenti di sostanza organica di origine marina soprattutto nei sedimenti fini e secondariamente nei depositi sabbiosi.

Zirconio. Lo zirconio (Zr) si trova principalmente nello zirconio (ZrSiO_4), un minerale denso e resistente, onnipresente nella crosta e nelle rocce ignee come prodotto primario di cristallizzazione mentre nei sedimenti come granuli detritici che non vengono alterati da agenti atmosferici e sono solitamente componenti di frazioni sedimentarie grossolane.

Il rapporto tra zirconio e rubidio (Zr/Rb) fornisce un indicatore speditivo per la granulometria del sedimento. Lo zirconio si trova nei granuli più grossolani del sedimento mentre il rubidio nelle argille. È usato frequentemente per identificare l'apporto fluviale di sedimenti di piena in depositi deltizi [5; 6].

7.2 Suscettività magnetica

La suscettività magnetica rappresenta la capacità che possiede un certo materiale di magnetizzarsi in presenza di un campo magnetico indotto ed è una caratteristica intrinseca del materiale indipendente dal campo magnetico terrestre. I fattori che influenzano questa proprietà sono:

- la mineralogia;
- la concentrazione;
- la granulometria dei minerali ferromagnetici (Fe, Co, Ni e loro composti) presenti nel sedimento. Questi minerali sono ubiquitari in natura e sono molto sensibili alle variazioni ambientali.

La suscettività magnetica è un indicatore sensibile ed efficace per correlare le caratteristiche fisiche dei carotaggi vicini. Le misurazioni possono essere effettuate su molti tipi di campioni, da carote di sedimenti e sondaggi a campioni discreti di qualsiasi forma o anche direttamente su un affioramento. Le indagini non distruttive, vengono effettuate utilizzando un sensore (ad es. Bartington) accoppiato a un anello o a una sonda puntuale.

Misure di suscettività magnetica su carota vengono effettuate di routine e sono lo strumento principale per correlazioni litostratigrafiche anche a scala regionale. I profili acquisiti permettono di identificare, anche a carota chiusa, gli spessori dei diversi corpi sedimentari e quindi forniscono uno screening utile per individuare ad esempio apporti particolari ed episodici come ad esempio i livelli vulcanici, all'interno di un sedimento composto da fanghi pelagici. Il valore di suscettività magnetica spesso riflette l'equilibrio tra flusso terrigeno e diluizione biogenica [7; 8; 9]. Il primo fattore è legato alla disponibilità e al trasporto di granuli detritici esterni al bacino di sedimentazione, condizioni a loro volta mediate dai cambiamenti dei regimi climatici alle diverse scale temporali; il secondo fattore, anch'esso influenzato dal clima, dipende dalla produzione di materiale biogenico interno al bacino di sedimentazione (ad es. carbonato e silice).

7.3 Analisi granulometrica

Scopo dell'analisi granulometrica è determinare la dimensione delle particelle che compongono il sedimento e individuare in quale percentuale sono presenti le diverse classi ovvero argilla, limo, sabbia, ghiaia e ciottoli. L'analisi si conclude classificando il campione sulla base delle dimensioni dei grani e della quantità delle diverse frazioni granulometriche.

La classificazione granulometrica prescinde dalla natura chimica o chimico-mineralogica delle particelle e prende in considerazione esclusivamente la dimensione [10; 11; 12].

L'analisi della frazione sabbiosa si ottiene per setacciatura, utilizzando un'apposita batteria di setacci, disposti in pila, in cui l'apertura della maglia diminuisce progressivamente verso il basso. Il campione viene posto all'interno del setaccio più in alto, quello con l'apertura maggiore e l'intera batteria viene così sottoposta all'azione di un agitatore meccanico per un periodo di circa 20 minuti, al fine di ottenere la completa vagliatura del materiale. Si procede, poi, al peso di ogni singola frazione trattenuta all'interno di ogni setaccio, valutandone la percentuale, rispetto al peso totale iniziale, per ogni singola classe granulometrica di appartenenza.

La frazione fine invece viene dapprima asciugata in stufa a 60°C e poi messa in sospensione in una soluzione di acqua distillata ed esametafosfato di sodio (0,05%) per 24 ore per essere completamente disgregata. Infine, viene trattata con ultrasuoni e analizzata mediante sedigrafo a raggi X. Attraverso la legge di Stokes e all'attenuazione dell'intensità delle radiazioni causata dall'assorbimento da parte delle particelle, si ricavano le curve di distribuzione granulometrica.

L'analisi granulometrica consente di trarre importanti informazioni sulla natura del deposito investigato e sui processi sedimentari che lo hanno generato. Un sedimento grossolano in genere è deposto in ambienti dove agiscono processi fisici piuttosto energetici (correnti fluviali, onde) mentre un sedimento fine testimonia condizioni idrodinamiche di bassa energia (decantazione). L'interpretazione dell'ambiente deposizionale deve anche considerare la tessitura ovvero la presenza di diverse granulometrie, le caratteristiche delle particelle e il loro rapporto reciproco oltre che la struttura ovvero la presenza di una organizzazione delle particelle stesse (laminazioni, gradazioni ecc.).

Nell'ambiente costiero, le sabbie e le ghiaie sono associate alla spiaggia esposta ai frangenti mentre le granulometrie si riducono (sabbie fini, limi e argille) via via che ci si sposta verso il mare aperto (spiaggia sommersa e piattaforma) o verso specchi d'acqua riparati come baie e lagune.

7.4 Datazioni radiometriche

La scoperta della radioattività alla fine del 1800 ha dato la possibilità di misurare il tempo geologico con una precisione prima di allora impensabile. Le datazioni radiometriche si basano sugli isotopi radioattivi naturali presenti nelle rocce e in atmosfera. Un isotopo radioattivo, o radionuclide, è un elemento con un nucleo instabile che tende a decadere, cioè a trasformarsi in un altro elemento più stabile. Di ogni radionuclide è noto il tempo necessario affinché, da una quantità iniziale, ne rimanga la metà (emivita). Il rapporto tra i due radionuclidi genitore e figlio, quindi, ci consente di stabilire l'età del minerale o della roccia in cui sono contenuti.

Uno degli isotopi più utilizzati per determinare l'età di campioni, risalenti al massimo a 40.000 anni, è il ^{14}C . Il carbonio è presente sulla Terra con tre isotopi principali: ^{12}C , ^{13}C e ^{14}C . Quest'ultimo viene prodotto continuamente nell'alta atmosfera dall'interazione di nuclei d'azoto e neutroni generati dai raggi cosmici ad alta energia con la reazione $^{14}\text{N} + \text{neutrone} = ^{14}\text{C} + \text{protone}$. Il ^{14}C si ossida in CO_2 ed entra nell'atmosfera, nell'idrosfera e nella biosfera. Questo isotopo non è stabile e decade trasformandosi in ^{14}N con un tempo di emivita di 5.730 anni. Gli organismi viventi acquisiscono carbonio attraverso l'anidride carbonica: le piante attraverso la fotosintesi, gli animali nutrendosi di piante o di altri animali. Quando un organismo muore, cessa di assumere ^{14}C in equilibrio con quello presente in atmosfera e quello presente nel suo corpo inizia a decadere con il caratteristico tempo di dimezzamento (5.730 anni). La quantità di ^{14}C rilevata, esaminando i resti dell'organismo, fornisce un'indicazione del tempo passato dalla sua morte. Lo sviluppo di nuove tecniche di datazione (spettrometria di massa con acceleratore AMS), ha permesso di ottenere età affidabili anche utilizzando campioni molto piccoli [13].

E' preferibile datare la sostanza organica presente nei sedimenti marini, lacustri e alluvionali, mentre materiali che hanno subito alterazioni da percolazioni di fluidi e contaminazioni di sostanza organica di età diversa possono fornire risultati non attendibili. Uno dei principi fondamentali del metodo del radiocarbonio è che la concentrazione di ^{14}C nell'atmosfera si presume sia rimasta costante nel tempo. Tuttavia, è importante notare che questa affermazione è valida solo in modo approssimativo. Diversi fattori possono influenzare la produzione di ^{14}C nell'alta atmosfera, come variazioni nell'attività solare, fluttuazioni nel campo magnetico terrestre, impatti delle eruzioni vulcaniche e, più recentemente, le attività umane con esplosioni e test nucleari. Questa complessità richiede la calibrazione delle datazioni ottenute tramite il metodo del radiocarbonio, con contributi da discipline complementari come la dendrocronologia [13].

La raccolta nel tempo dei dati ^{14}C ha permesso di costruire una banca dati regionale specifica che ha fornito informazioni essenziali per questo studio. Le nuove datazioni acquisite per questo studio hanno contribuito a raffinare la stratigrafia del sottosuolo regionale.

Attraverso la datazione con radiocarbonio dei depositi torbosi presenti nei sedimenti lagunari trasgressivi relitti che si trovano ora sul fondale dalla piattaforma adriatica è stato possibile ricostruire la curva di risalita del livello del mare successiva all'ultimo periodo glaciale (vedi Fig. 3.8).

BIBLIOGRAFIA

- [1] Rothwell R. & Croudace I. (2015). Micro-XRF Studies of Sediment Cores: A Perspective on Capability and Application in the Environmental Sciences. In: Croudace, I., Rothwell, R. (eds) *Micro-XRF Studies of Sediment Cores. Developments in Paleoenvironmental Research*, 17. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-017-9849-5_1
- [2] Moreno A., Nave S., Kuhlmann H., Canals M., Targarona J., Freudenthal T. & Abrantes F. (2002). Productivity response in the North Canary Basin to climate changes during the last 250000 years: a multi-proxy approach: *Earth Planet Sci Lett*, 196, 147–159.
- [3] Lebreiro S.M., Voelker A.H.L., Vizcaino A., Abrantes F.G., Alt-Epping U., Jung S., Thouveny N. & Gràcia E. (2009). Sediment instability on the Portuguese continental margin under abrupt glacial climate changes (last 60 kyr). *Quat Sci Rev*, 28, 3211–3223. doi:10.1016/j.quascirev.2009.08.00
- [4] Spofforth D.J.A., Pälke H. & Green D. (2008). Paleogene record of elemental concentrations in sediments from the Arctic Ocean obtained by XRF analyses. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 23, PA1S09. <https://doi.org/10.1029/2007PA001489>
- [5] Liu L., Chen J., Chen Y., Ji J. & Lu H. (2002). Variation of Zr/Rb ratios on the Loess Plateau of Central China during the last 130000 years and its implications for winter monsoon. *Chinese Science Bulletin*, 47, 1298–1302. <http://dx.doi.org/10.1360/02tb9288>
- [6] Wang M., Zheng H., Xie X., Fan D., Yang S., Zhao Q. & Wang K. (2011). A 600-year flood history in the Yangtze River drainage: comparison between a subaqueous delta and historical records. *Chin Sci Bull* 56:188–195. doi:10.1007/s11434-010-4212-2
- [7] Dearing J. (1999). Magnetic susceptibility. In Walden, J., Oldfield, F. and Smith, J. P. (eds.), *Environmental magnetism: a practical guide. Technical Guide*, 6, 35–62. Quaternary Research Association, London, UK.
- [8] Hatfield R.G. & Stoner J.S. (2013). Magnetic Proxies and Susceptibility. In: Elias S.A. (ed.) *The Encyclopedia of Quaternary Science*, 2, 884–898. Amsterdam: Elsevier.
- [9] Thompson R. & Oldfield F. (1986). *Environmental Magnetism*, Allen and Unwin, London, UK, 227.
- [10] Udden J. A. (1898). The mechanical composition of wind deposits. *Augustana library publications*, 1, 69.
- [11] Wentworth C.K. (1922). A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *Journal of Geology*, 30, 377–392. <https://doi.org/10.1086/622910>
- [12] Krumbein W. C. (1936). Application of logarithmic moments to size-frequency distributions of sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 6, 35–47.
- [13] Walker, M.J.C. (2005) *Quaternary Dating Methods*, (ed.) Wiley, Chichester, pp 266. ISBN 0 0470 86927 5.

8. LE CORRELAZIONI GEOLOGICHE TRA TERRA E MARE

8.1. Lo studio degli elementi geologici tra terra e mare

Tra la terra e il mare, la linea di costa è un confine mutabile che risulta effimero quando ci si riferisce all'estensione dei corpi geologici costieri. Essi, infatti, si sviluppano con continuità dalla piana costiera padana fino ai fondali del mar Adriatico. Sono composti principalmente da depositi deltizi e litorali che traggono origine dall'interazione dei processi sedimentari fluviali, eolici e marini agenti nella fascia di transizione tra i due domini.

In questo capitolo vengono presentati i risultati delle recenti indagini finalizzate a ricostruire in dettaglio la stratigrafia del sottosuolo costiero fino alla batimetrica di circa 20 metri di profondità, tra la foce del fiume Reno e la foce del Po di Volano. Dopo aver focalizzato l'ambito di studio nella fascia di territorio tra la terra e il mare, riconoscendone l'importanza strategica nell'approccio alla gestione dei rischi costieri, verranno descritte due nuove sezioni geologiche che, intercettando i due lobi padani fossili del settore costiero ferrarese, ovvero l'apparato deltizio pre-romano e romano e quello medievale-rinascimentale, aiuteranno a comprendere l'evoluzione della piana costiera a scala regionale e le dinamiche sedimentarie che legano i sistemi deltizi a quelli litorali. Una serie di sezioni geologiche di dettaglio, descritte a seguire, aggiungeranno ulteriori informazioni riguardo ai corpi sabbiosi, alla loro estensione, al loro spessore e alla loro età.

L'obiettivo di questa analisi è quello di arrivare alle radici profonde delle problematiche che affliggono questo tratto di costa regionale, ripercorrendo la storia passata fino alla caratterizzazione della spiaggia attiva, per spiegare la mancanza cronica di sedimento sabbioso che causa l'arretramento della linea di riva e l'erosione dei litorali. Nelle zone costiere, lo studio degli elementi geologici che da terra proseguono a mare, e l'analisi dell'assetto della costa e della sua storia evolutiva sono stati temi poco affrontati in passato, pur costituendo un tassello fondamentale per comprendere le cause intrinseche dei rischi naturali. I principali motivi di questa carenza erano dovuti alle difficoltà operative dei rilievi geofisici in acque basse, alla scarsa risoluzione offerta dalla strumentazione fino a poco più di un decennio fa, nonché ai costi elevati per l'esecuzione dei sondaggi nel sottofondo marino. Per caratterizzare l'evoluzione geologica del litorale, emerso e sommerso, ci si avvale infatti di dati geognostici, corredati da datazioni, di dati geofisici e delle informazioni che derivano dalla cartografia storica. Quest'ultima fornisce un inquadramento prezioso, a partire dal 1500 circa, per ricostruire le dinamiche morfo-deposizionali delle foci e dei litorali e la loro distribuzione areale. Essa permette, inoltre, di riconoscere le fasi di progradazione o arretramento e abbandono dei lobi deltizi, dell'erosione e sommersione delle foci, fornendo le conoscenze fondamentali per indirizzare le indagini in campo, necessarie per ricostruire la storia dei corpi geologici costieri registrata nei sedimenti del sottosuolo e del sottofondo marino.

I dati di recente acquisizione (carotaggi a mare, sismica nearshore e analisi di laboratorio specifiche) costituiscono il nucleo della parte sperimentale di questo lavoro e hanno supportato la costruzione delle nuove sezioni geologiche e dei modelli tridimensionali nel tratto costiero

compreso tra foce Reno e foce Volano, dove sono stati correlati con dettaglio gli elementi geologici recenti, dal dominio terrestre a quello marino (Fig. 8.1). La visualizzazione delle unità "terra-mare" nella loro interezza e complessità ha aperto nuove prospettive di interpretazione geologica delle spiagge, sfruttate per diverse attività antropiche, e dei rischi naturali che le contraddistinguono.

Questo approccio può costituire un esempio per indirizzare le strategie di salvaguardia dei litorali emiliano-romagnoli, veneti e friulani, accomunati da caratteristiche morfologiche ed evolutive simili.

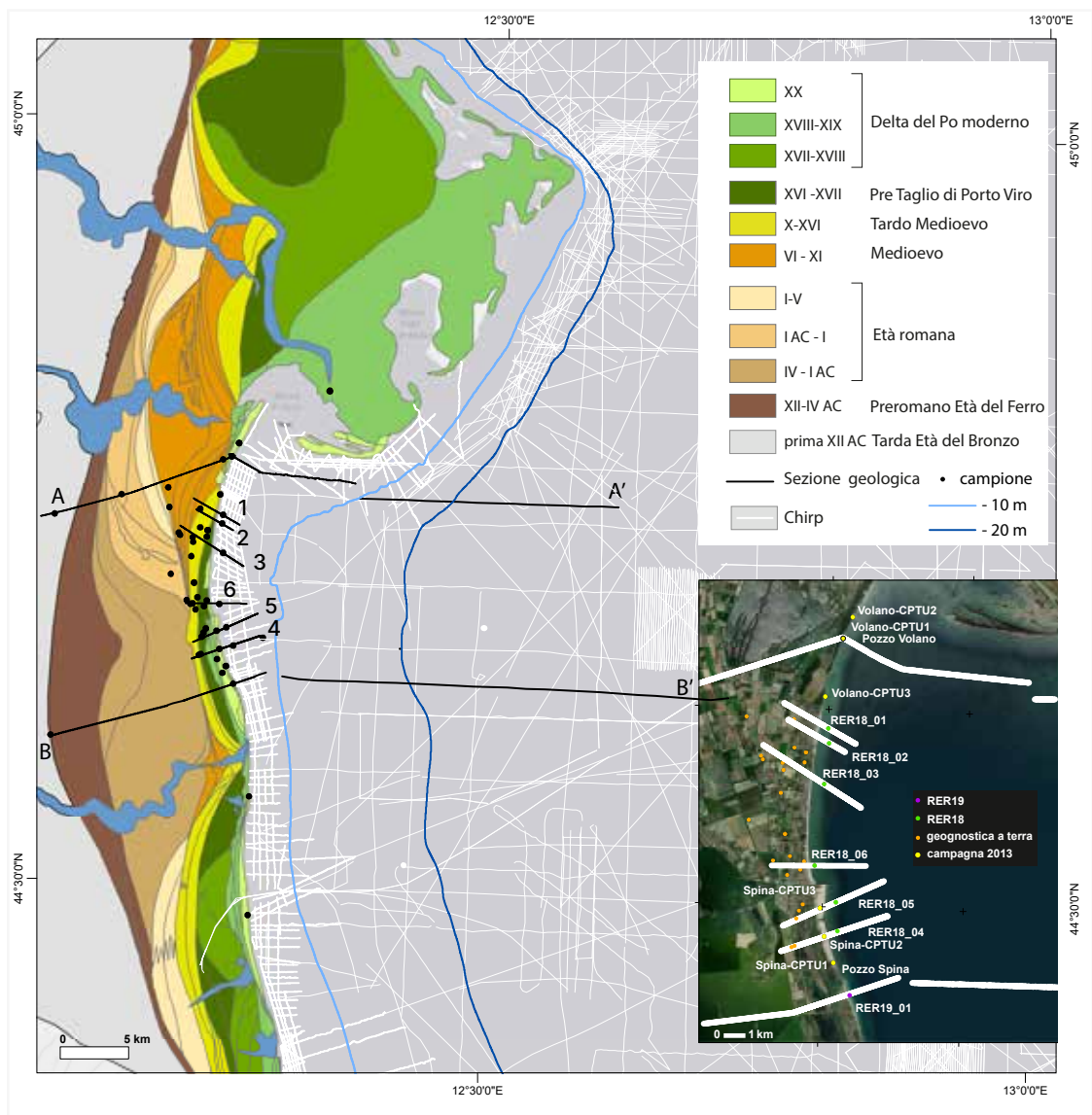


Figura 8.1. Tracce delle sezioni geologiche costruite sulla base dei carotaggi a terra e a mare, delle penetrometrie a terra e delle linee sismiche *nearshore*. La mappa geologica di base evidenzia la presenza di tre edifici deltizi distinti, rappresentati dai lobi romani a sud (Po di Spina, toni del marrone e beige), quelli medievali e rinascimentali nel settore centrale (Po di Volano, in arancione e giallo) e quelli del delta moderno a nord (toni del verde). Le sezioni AA' su foce Volano e BB' su Foce Reno definiscono, estendendosi dall'entroterra al largo, il contesto stratigrafico dell'area. Le sezioni 1-6 descrivono, invece, l'assetto dettagliato di alcuni tratti di litorale [1; 2; 3; 4; 5; 6; 7].

In particolare...

L'evoluzione storica della piana costiera e delle Foci fluviali nel ferrarese

L'evoluzione dei sistemi deposizionali costieri e deltizi nel territorio ferrarese, interpretata dalla cartografia storica (Fig. 8.2) e dalla letteratura scientifica [1; 2; 3; 4; 5; 6; 7], è stata piuttosto complessa (Fig. 8.1), poiché condizionata da diversi fattori tra cui le dinamiche geologiche del sottosuolo, le variazioni climatiche-eustatiche e, in modo decisivo, l'intervento dell'uomo.

In età pre-romana la costa presentava accennate cuspidi deltizie nel margine settentrionale delle attuali Valli di Comacchio e diffusi campi di dune, e il Po defluiva a mare principalmente in due distinte direzioni, il Po di Adria e il Po di Spina (Fig. 8.3). Dal VI al IV sec. a.C., in età etrusca, si sviluppò il delta del Po di Spina, fortemente proteso verso mare, le cui propaggini oggi giacciono sul fondo delle Valli di Comacchio. Il Po si diramò anche verso nord con un canale chiamato Olano (antenato dell'attuale Volano). Nei secoli successivi, si registrò un progressivo rallentamento della crescita e una redistribuzione laterale dei sedimenti; questa tendenza aumentò fino al V sec. d.C., conferendo al delta una forma meno aggettante e più smussata, come quella delle altre foci attivatesi in quello stesso periodo (Fig. 8.1).

Dopo il V sec. d.C. divennero dominanti i lobi del Po di Volano e subordinatamente quelli del Po di Primaro e del Po di Goro, a testimonianza di un profondo riassetto del reticolo idraulico causato anche dal deterioramento climatico [8]. La loro progradazione avvenne attraverso fasi di forte crescita (velocità di progradazione del Po di Volano fino a 8 km in 500 anni), alternate a periodi limitati di parziale smantellamento, con troncature erosive evidenti a scala locale.

Le modifiche dei rami principali del grande fiume si verificarono a seguito di avulsioni (rotte) provocate da grandi piene (Fig. 8.3). Una delle più importanti, che sicuramente non è stata caratterizzata da un singolo episodio ma da una serie di rotte avvenute nel XII secolo, è ricordata come rotta di Ficarolo (1152) avvenuta a 17 km a monte di Ferrara. Il Po ruppe gli argini in più punti e allagò le valli del Polesine; il nuovo corso del fiume, denominato Po di Ficarolo (Po

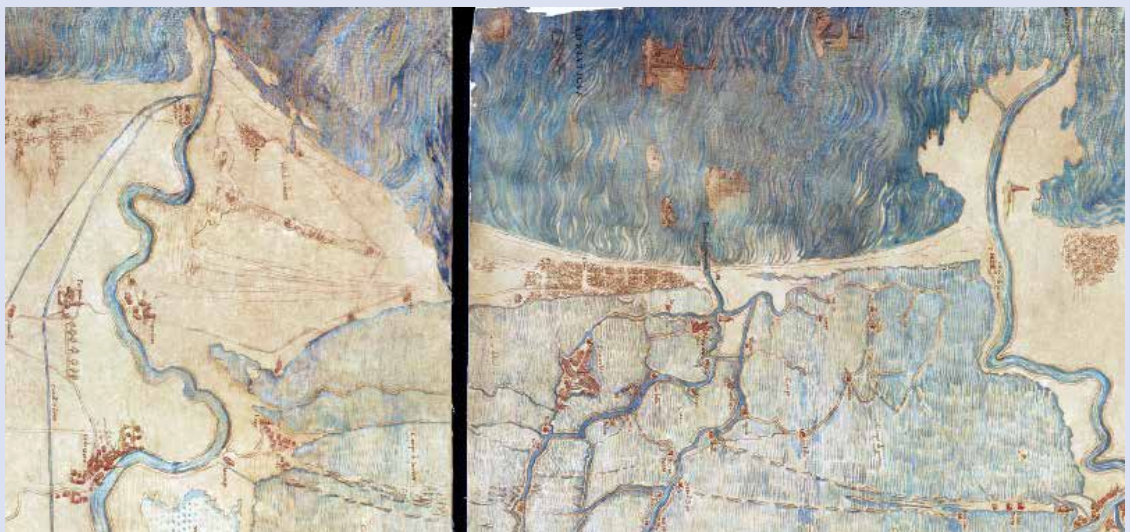


Figura 8.2. Stralcio della carta del Ducato di Ferrara (1580), ridisegnata da carta del Pasi del 1571. La mappa ritrae a sinistra la foce del Po di Volano dopo la sua disattivazione, con evidenze di redistribuzione delle sabbie del fronte deltizio, e a destra la foce del Po di Primaro con la morfologia tipica di un delta attivamente alimentato.

Grande o Po di Venezia), si spostò a nord della città di Ferrara e a 50 km circa da Ficarolo si divise in due rami uno verso nord-est, Po delle Fornaci e l'altro con minore portata verso sud-est, Po di Ariano.

Nei secoli successivi diverse opere di sistemazione idraulica e l'assetto geologico del margine appenninico sepolto (terremoto del 1570) consolidarono il nuovo percorso e il Po Grande o Po di Venezia divenne l'idrovia principale. Il Po di Ferrara e in particolare i rami di Volano e Primaro ridussero progressivamente le portate.

Il Po delle Fornaci alla fine del XVI secolo portava consistenti quantitativi di sedimento che formarono un delta ad est di Adria. Per impedire l'interramento delle proprie vie d'acqua, la Repubblica di Venezia attuò importanti opere idrauliche ad inizio del 1600. Venne praticata una diversione, denominata il "taglio di Porto Viro", scavando un canale lungo 7 km che provocò l'abbandono del corso del Po delle Fornaci in direzione nord-est e la sua deviazione verso sud. Questo intervento idraulico cambiò drasticamente l'evoluzione del delta dando origine ad una rapida progradazione e alla formazione del delta moderno, con la conseguente perdita di importanza dei rami ferraresi di Volano e del Primaro. In quest'ultimo a partire dal 1767, fu definitivamente fatto confluire il fiume Reno, dopo vari secoli di sistemazioni idrauliche e di deviazioni su altri corsi d'acqua [9].

La ripresa della crescita delle foci, che porterà nel settore settentrionale alla formazione del delta moderno e nel settore centrale della costa romagnola allo sviluppo delle cuspidi dei fiumi Reno, Ronco e Montone (divenuto poi Fiumi Uniti) e Savio, avvenne dopo il XVI secolo come conseguenza del deterioramento climatico ascrivibile alla Piccola Età Glaciale (PEG) e degli interventi sul reticolo idrografico da parte dell'uomo. La PEG fu un periodo compreso tra la metà del XIV e la metà del XIX secolo nel quale si registrò un deciso abbassamento della temperatura media [10]. In Italia, come in Europa, durante la PEG furono frequenti le precipitazioni e gli episodi alluvionali, con un considerevole aumento del trasporto solido fluviale che comportò un sovralluvionamento degli alvei e un forte apporto di sedimenti al mare [5]. In particolare, tra il XVI e il XIX secolo, in piena Piccola Età Glaciale, si registrarono la maggiore progradazione dei fronti deltizi. Quando il fiume Reno fu convogliato artificialmente nell'alveo del Po di Primaro, questo corso riprese gradualmente la sua funzione e sulla costa si riversarono notevoli apporti che contrastarono in parte la riduzione di sedimentazione [11].

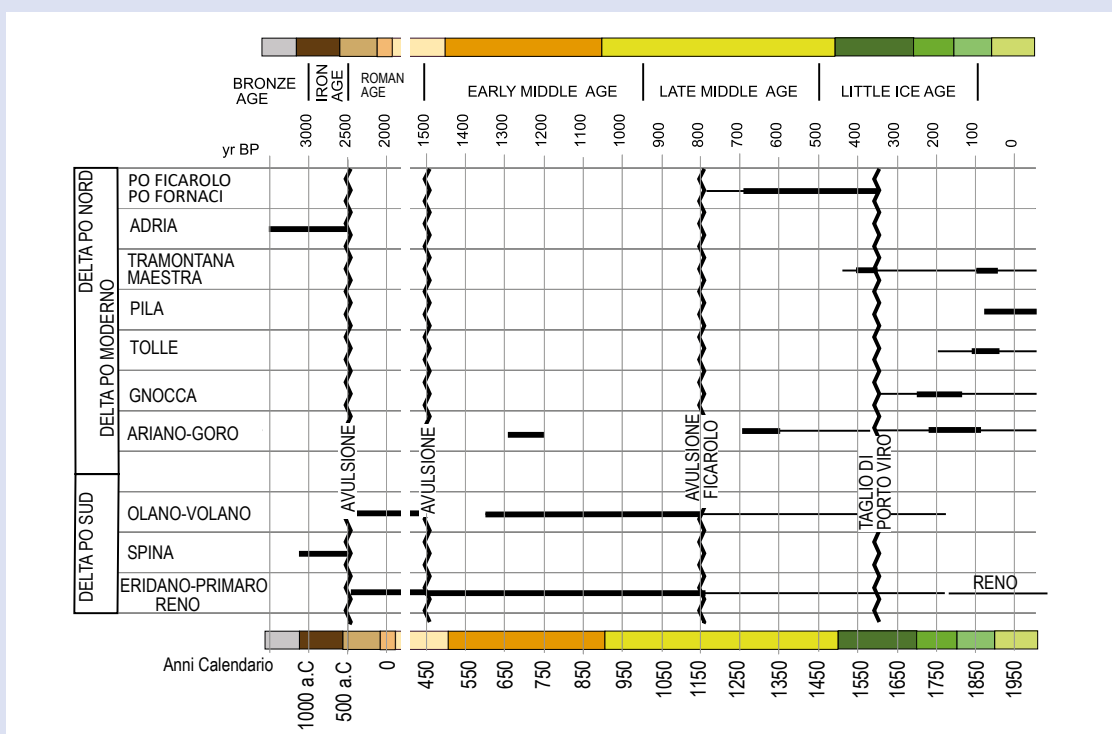


Figura 8.3. Schema cronologico dell'attività dei diversi rami del fiume Po. Si osserva come i grandi cambiamenti dei vari rami sono avvenuti in corrispondenza di avulsioni, a seguito di grandi piene, o per diversioni dovute a modifiche antropiche atte a spostare artificialmente il flusso del fiume e di conseguenza dei sedimenti che esso trasporta.

Dal XIX secolo le foci appenniniche hanno rallentato la crescita e sono osservabili numerose evidenze di smantellamento, come troncature erosive, campi di dune trasgressive e campi di ventagli di washover, nonché la forte crescita delle aree intercuspicali.

Nei due secoli successivi, nella porzione del litorale dal Po di Volano al fiume Reno, il progressivo smantellamento delle cuspidi deltizie prominenti, la conseguente redistribuzione delle sabbie lungo tutto il litorale e l'avanzamento delle aree intercuspicali, sono divenuti i processi litorali dominanti, portando alla rettificazione della linea di riva a scala regionale.

Nel delta moderno del fiume Po i canali distributori di Maestra, Pila, Tolle, Gnocca e Goro hanno acquistato sempre più importanza, distribuendo il sedimento prevalentemente verso sud con portate variabili sempre regolate dagli interventi antropici dopo importanti episodi di piena. Attualmente il Po della Pila è il canale distributore più importante del delta moderno.

8.2 Le sezioni geologiche terra-mare tra foci Reno e foce Volano

Le sezioni AA' e BB' rappresentano una sintesi delle conoscenze prodotte nell'ambito di questo lavoro e consentono di delineare un quadro regionale della evoluzione della piana costiera, distinguendo i depositi sepolti in base all'età, all'ambiente deposizionale e alla foce alimentante.

Nella sezione AA' (Fig. 8.5) la maggior parte della porzione marina è rappresentata dal corpo sedimentario (sigmoide) costituito da sedimenti fini recenti appartenenti al delta moderno del Po, con direzione del flusso progradante proveniente da nord. La storia deposizionale più anti-

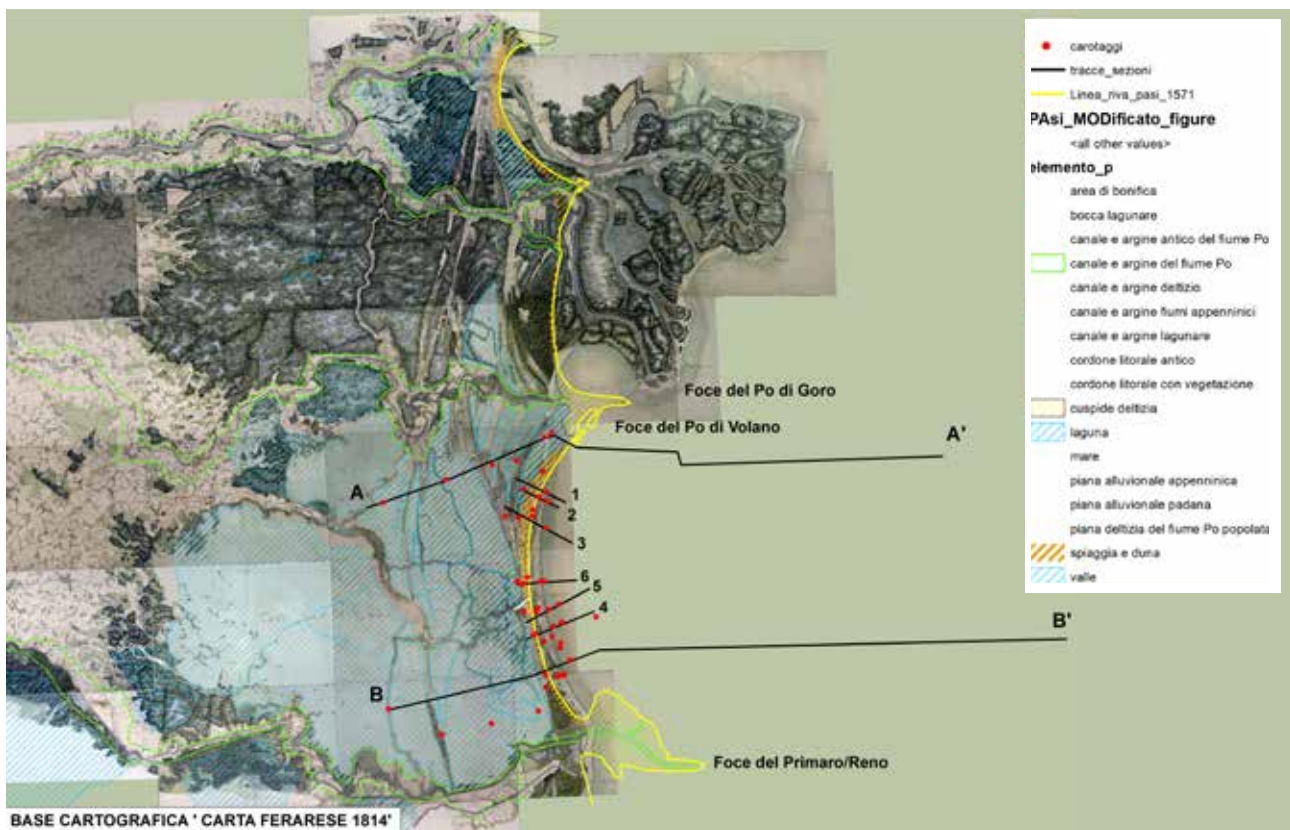


Figura 8.4. Carta del territorio Ferrarese del 1814 (Carta del Basso Po o Carta Napoleonica) con sovrapposti i confini della carta del 1580 (in originale in Fig. 8.2); si osserva la scomparsa delle foci rinascimentali e la crescita del settore tra loro interposto. Come riferimento sono riportate l'ubicazione delle sezioni 1-6 e le due sezioni più lunghe AA' e BB'.

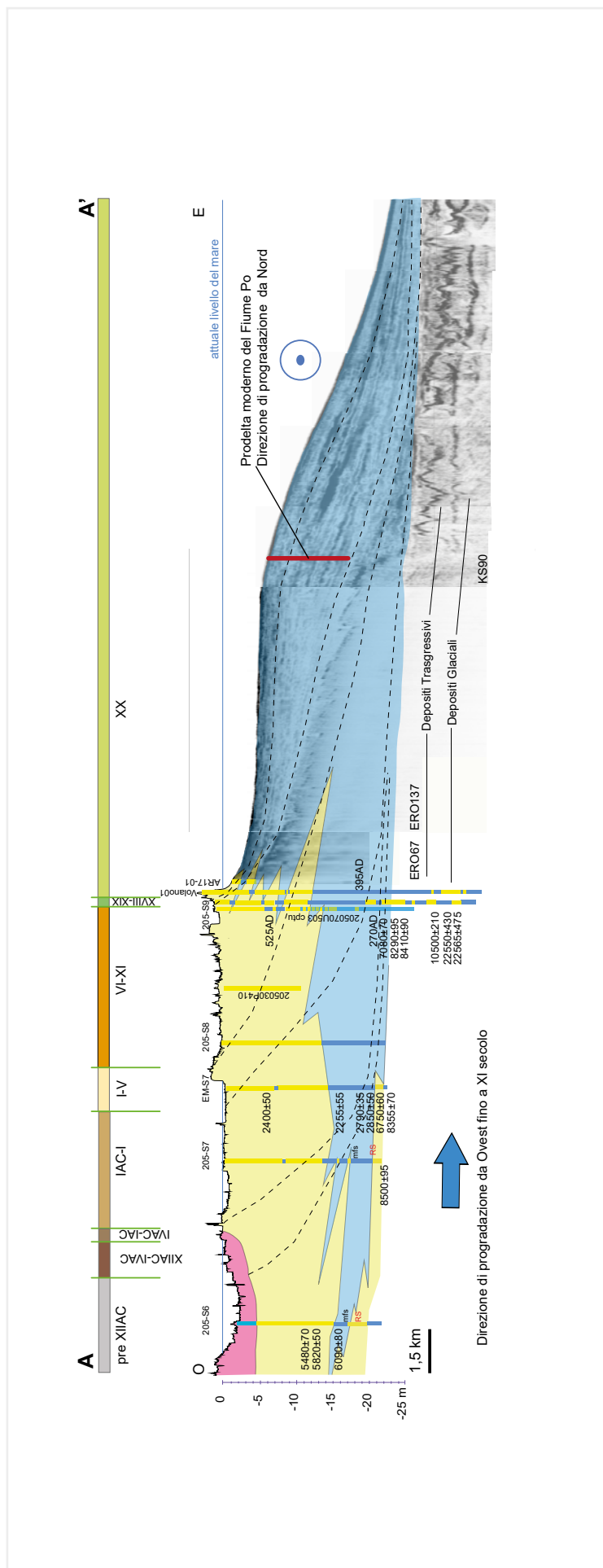


Figura 8.5. Sezione AA' - Po di Volano - La sezione terra-mare AA' comprende i profili sismo acustici CHIRP Sonar ERO67 e ERO137 acquisiti a bassa profondità e il profilo KS90 acquisito fino a -25 metri; sono state correlate a terra le stratigrafie di numerosi pozzi e penetrometrie (foglio 205 Comacchio 1:50.000) integrati con le datazioni radiocarbonio rappresentate in età calibrate BP e AD [12]. La litologia dei depositi è semplificata, con il colore giallo per i sedimenti fini limoso argillosi, e con il colore azzurro per i sedimenti fini limoso argillosi. La cronologia dei lobi deltizi è riportata nella barra in alto e i colori fanno riferimento alla legenda della mappa di Fig. 8.1. La maggior parte della porzione marina è rappresentata dal 'sigmoide' di sedimenti fini recenti provenienti dal delta moderno del Po con direzione del flusso sedimentario progradante proveniente da nord, evidenziata in figura con una barra rossa verticale. La storia sedimentaria più antica è rappresentata dalla progradazione delle fasi pre-romana, romana e medievale fino al XI secolo, che hanno formato la pianura tra Ferrara e Ravenna, con direzione di progradazione da ovest verso est.

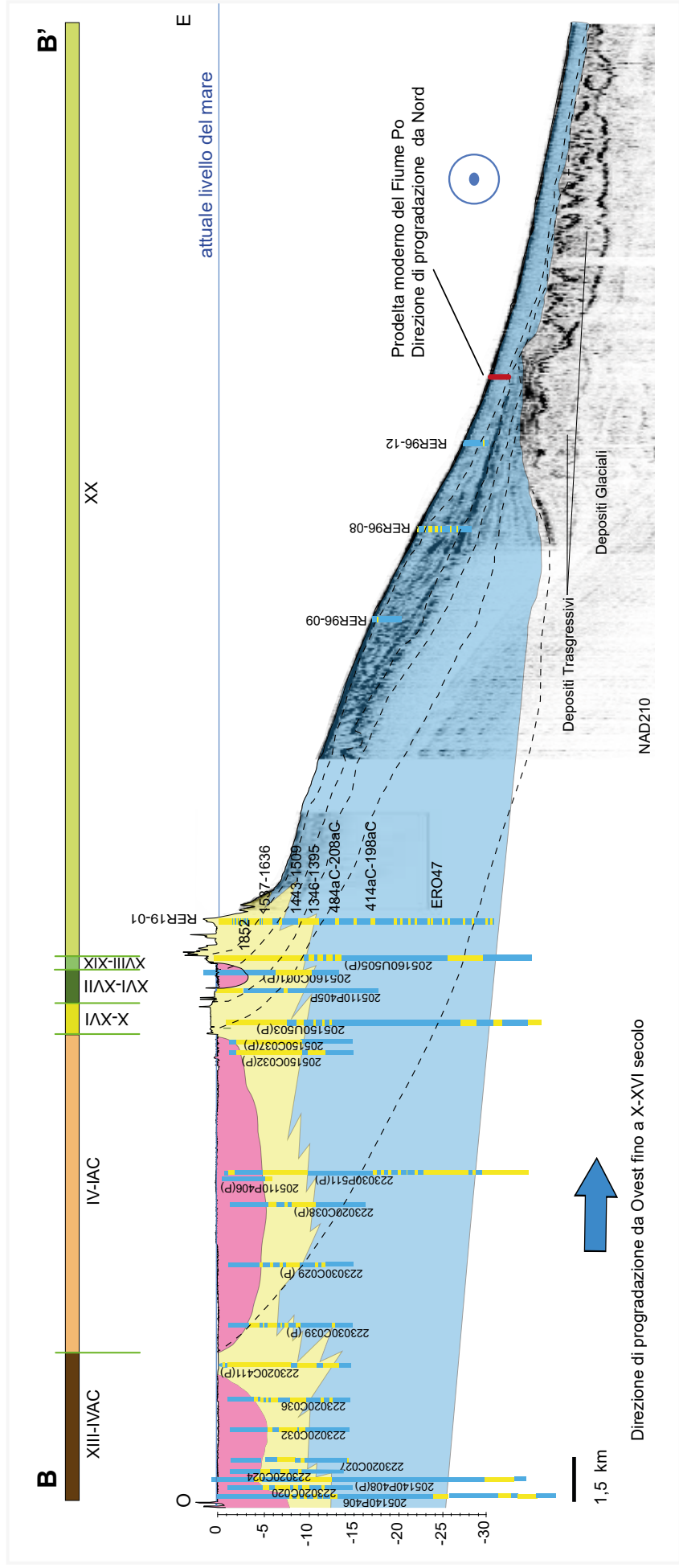


Figura 8.6. La sezione BB' - Fiume Reno - Mostra l'assetto del sottosuolo nella zona della foce del Po di Primario e dell'attuale Fiume Reno. La sezione terra-mare BB' comprende un profilo CHIRP acquisito a bassa profondità (ERO47) e il profilo (NAD210) acquisito fino a -35 metri; sono state correlate le stratigrafie dei pozzi a terra (Foglio 223 Ravenna 1:50000) integrate con datazioni radio-carbonio acquisite nel sondaggio RER19-01 e con i dati geognostici provenienti dalla banca dati regionale. Nella porzione marina della sezione sono ubicati anche i carotaggi RER96-8 e RER96-12. La litologia dei depositi è semplificata, con il colore giallo sono rappresentati sedimenti sabbiosi, mentre in azzurro i sedimenti fini limoso argillosi. La cronologia dei lobi delizi è riportata nella barra in alto e i colori fanno riferimento alla legenda della mappa di Fig. 8.1. La sezione è caratterizzata dalla consistente progradazione della recente rettificazione della costa per mancanza di flusso sedimentario. Il lobo recente proveniente da nord, non ha uno spessore consistente e rappresenta la progradazione del prodelta del fiume Po che si è formato nell'area sommersa del delta moderno sviluppatosi dopo la diversione del 1604 denominata il "Taglio di Porto Viro".

ca è rappresentata dalla progradazione delle fasi pre-romana, romana e medievale fino al XVI secolo che hanno formato la pianura tra Ferrara e Ravenna, con direzione di progradazione da ovest verso est. L'apparato deltizio antico del Po di Volano confina con l'attuale spiaggia e duna lungo una superficie di troncatura erosiva e il retrospiaggia è caratterizzato da complessi di cordoni litorali, paludi e lagune fossili, con età comprese tra il X e il XVII secolo, che hanno subito una profonda erosione, più consistente a nord. Parte di questi depositi sono stati rimobilizzati verso sud e risedimentati nel tratto costiero presso Porto Garibaldi.

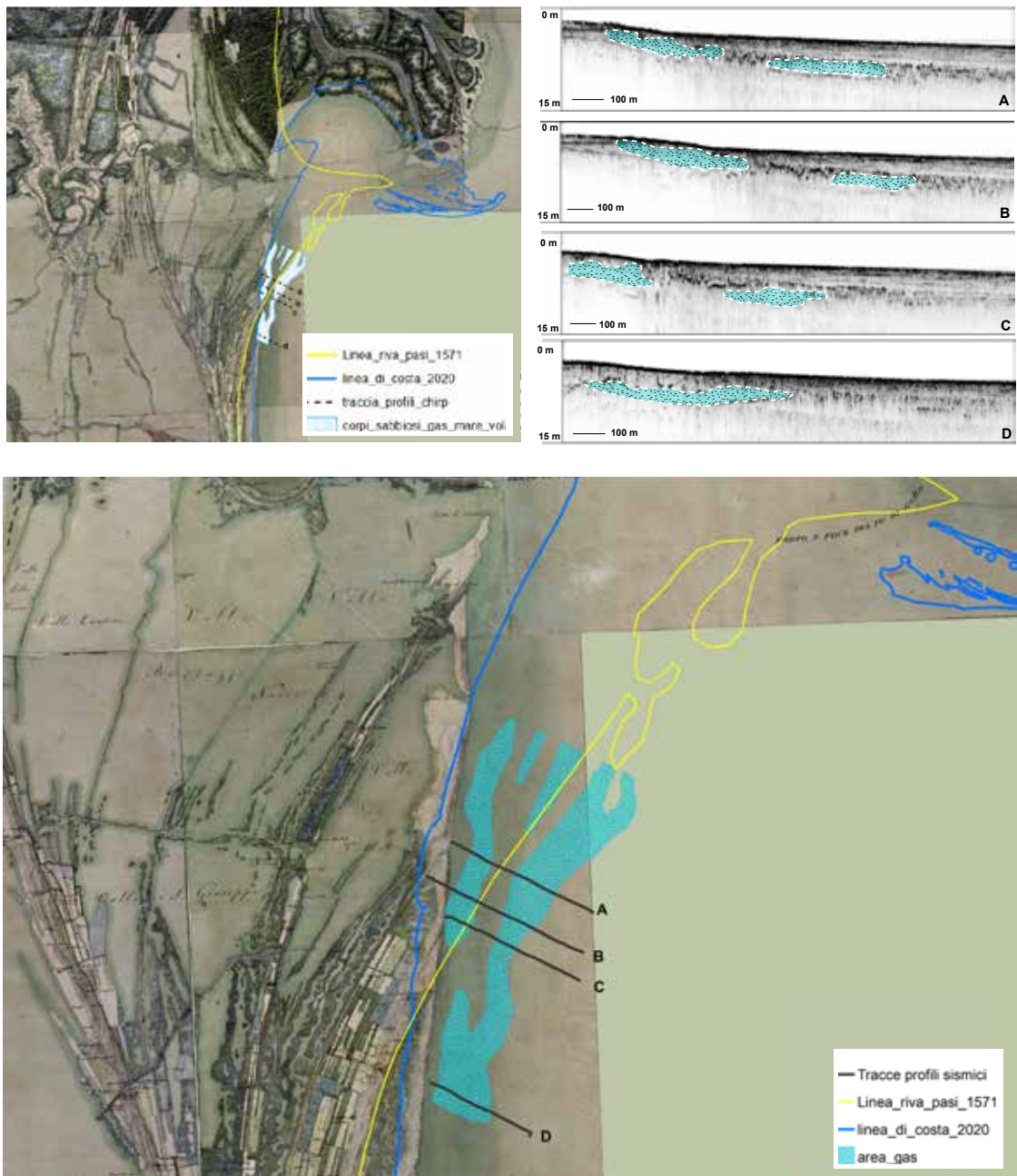


Figura 8.7. Nelle carte storiche sono rappresentate: le linee di riva di fine 1500 (linea gialla), inizio '800 (base cartografica) e attuale (linea blu del 2020), i corpi sabbiosi sepolti, interpretati e mappati sui profili sismo-acustici riportati sulla carta storica del 1814. I corpi sabbiosi sommersi, preservati dall'erosione solo nella porzione basale, evidenziati in azzurro anche sui profili sismici, costituiscono porzioni dei cordoni costieri del 1500, in parte emersi e in parte sommersi, come risulta evidente dalla linea di costa tracciata sulla mappa del XVI secolo (vedi Figg. 8.2 e 8.4).

La sezione BB' (Fig. 8.6) attraversa la foce dell'attuale fiume Reno e si estende verso mare fino a 35 metri di profondità, fornendo un quadro stratigrafico regionale del vecchio apparato padano attivo in epoca etrusco-romana. A questo delta, i cui resti giacciono sul fondo delle Valli di Comacchio, fa seguito una quasi inesistente fase di apporti medioevali, una successiva ripresa rinascimentale, una nuova crescita durante la PEG e, infine, la recente rettificazione della costa per mancanza di flusso sedimentario. Il lobo del prodelta più recente, afferente al delta del Po moderno e quindi proveniente da nord, è rappresentato da una esigua lente di depositi fini e rappresenta la progradazione del prodelta dell'apparato moderno sviluppatosi dopo la diversione del "Taglio di Porto Viro" del 1604. L'area compresa tra Lido di Spina e Lido degli Estensi è stata alimentata dai depositi sabbiosi della foce del fiume Reno provenienti da sud, tuttavia, la quantità di materiale che giunge attualmente nel litorale è drasticamente diminuita.

Per comprendere come, attraverso i dati acquisiti con la geofisica e la geognostica, si possano ricostruire le fasi di accrescimento e di erosione della costa nel passato, è utile osservare l'esempio dell'evoluzione della foce del Po di Volano. Lo smantellamento di questo lobo deltizio, a partire dal XVI secolo, ha prodotto un complesso di cordoni litorali che si sono accumulati ai margini laterali dell'antico delta, favorendo la progradazione della piana costiera. Nel sottofondo marino del settore tra Volano, Lido delle Nazioni e l'attuale Scanno di Goro, dove si era realizzato il massimo sviluppo del delta, si sono conservati i resti dell'antico apparato deltizio più avanzato.

Nei profili sismo-acustici, infatti, sono state identificate, poco sotto il fondale, lenti sabbiose (facies sismica acusticamente trasparente) che rappresentano la continuazione a mare di antichi cordoni e si correlano geometricamente con quelli del corpo deltizio affiorante a terra. La distribuzione di tali unità è stata riportata sulla carta storica del 1814, evidenziando la loro continuità con quelle a terra (Fig. 8.7) [13; 14]. In mappa, si apprezza anche la progradazione del delta, il suo successivo arretramento e la consistente erosione della foce del Po di Volano. I profili sismici consentono anche di valutare le cubature delle porzioni relitte di sedimenti sabbiosi.

I relitti dei cordoni costieri sepolti e ricoperti da sedimenti fini non fanno più parte della porzione della spiaggia attiva e non possono essere inglobati nel budget del sedimento sabbioso dell'ambiente litorale attuale.

8.3. I processi sedimentari che hanno modellato la costa tra foce Reno e il Po di Volano

L'insieme delle informazioni geologiche, cartografiche e storiografiche ha contribuito a ricostruire l'evoluzione geologica di questo tratto di piana costiera e dei fondali attraverso l'individuazione delle fasi di sviluppo e di attività delle foci e quelle di abbandono, legate alle modificazioni naturali ed antropiche dei sistemi fluvio-deltizi. Ciò fornisce un aggiornamento fondamentale delle conoscenze pregresse introducendo nuove interpretazioni utili alla gestione dei litorali, riguardo ai fenomeni di erosione e allagamento. Nel sottosuolo della costa ferrarese si distinguono tre complessi deltizi padani di età diversa: i lobi romani a sud, Po di Spina e Po di Primaro, quelli medievali e rinascimentali nel settore centrale, Po di Volano e quelli del delta moderno a nord, Po Grande e canali distributori del delta attuale, Maestra, Pila, Tolle, Gnocca, Goro.

La progressiva deformazione e il sollevamento del margine appenninico sepolto hanno influenzato il corso del fiume Po che si è spostato verso nord dopo aver costruito la piana costiera a sud di Ferrara.

Le ricostruzioni stratigrafiche, in particolare, hanno chiarito i processi alla base della dinamica sedimentaria dei sistemi deposizionali costieri che sono schematizzati nella Fig. 8.8.

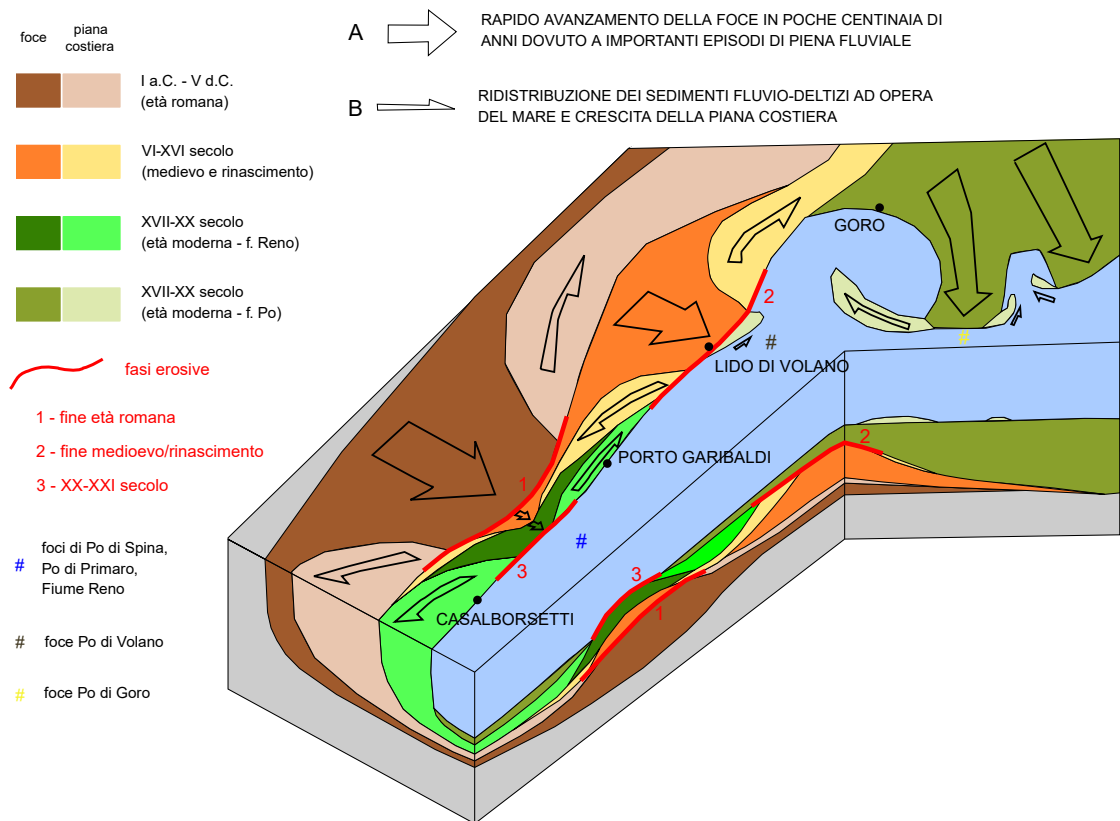


Figura 8.8. Schema dei principali apparati deltizi del settore ferrarese dall'età romana a quella moderna; sono indicate le diverse fasi evolutive sedimentarie e i tre principali eventi erosivi. Si veda il testo per maggiori dettagli.

Sono state distinte due fasi principali:

- fase A - di consistente apporto fluviale (freccie trasversali alla costa) con una costante progradazione del fronte deltizio e preservazione dei cordoni che si accrescono ai lati della foce, con formazione di ampi golfi;
- fase B - di limitato apporto fluviale (freccie longitudinali alla costa) in cui gli apparati di foce vengono erosi e contribuiscono all'accrescimento delle aree limitrofe; ciò innesca la rettificazione della costa e determina la crescita della pianura costiera.

L'evoluzione dell'intero settore è stata caratterizzata da tre eventi erosivi principali (linee rosse nello schema), le cui tracce si ritrovano sulla terraferma così come nel fondale marino e che testimoniano la riconfigurazione dei sistemi deposizionali. La troncatura dell'apparato romano (in marrone e nocciola nello schema, erosione 1) e di quello medievale-rinascimentale (in arancio e giallo nello schema, erosione 2), entrambi progradati attivamente per circa sei secoli, è legata sostanzialmente alla migrazione verso nord dei rami padani.

La porzione emersa dei lobi di questi apparati è osservabile sulle mappe topografiche storiche, il loro sviluppo nel sottosuolo è riconoscibile nelle indagini geognostiche mentre la relativa parte sommersa, composta da sedimenti fini di prodelta è ben tracciata sulla base dei profili geofisici (Figg. 8.3, 8.4, 8.5 e 8.6). L'apporto sedimentario diminuisce considerevolmente con l'avulsione della rotta di Ficarolo, prima, e con il "Taglio di Porto Viro", dopo, che spostano la maggior parte del flusso padano ulteriormente verso nord, causando lo smantellamento delle foci aggettanti del Po di Volano e del Po di Primaro e la redistribuzione delle loro sabbie nelle aree di intercuspide. L'ultimo evento erosivo (erosione 3), che persiste ancora oggi, è legato alla perdita di efficienza della foce del Reno (in verde scuro nello schema), ex foce del Po di Primaro, dovuta ai cambiamenti climatici e all'impatto antropico, successivi alla Piccola Età Glaciale.

Se l'attuale condizione di deficit sedimentario che affligge la costa ferrarese perdura, si può ipotizzare che la foce del fiume Reno subirà la stessa evoluzione del delta del Po di Volano ovvero l'annegamento delle sue porzioni più avanzate (Sacca di Bellocchio) e un rapido arretramento della linea di riva con erosione dei cordoni dunosi, processi oggi già iniziati.

In generale, questa drastica riduzione degli apporti e la conseguente dominanza dei processi marini su quelli fluviali, nel tratto di costa da Lido di Volano a Foce Reno, hanno portato alla ridistribuzione dei sedimenti litoranei, cannibalizzando i cordoni costieri, le barre di foce e, dove non vi è più deposito sabbioso, l'erosione ha fatto affiorare sulle spiagge i sedimenti fini limoso-argillosi di prodelta o lagunari più antichi.

In conclusione, lo spostamento dei rami deltizi a nord e la veloce crescita del delta moderno, con conseguente riduzione del flusso di sedimento nei lobi più antichi, ha trasformato questo litorale in un ambiente fragile, dove l'apporto di sedimento non è più sufficiente a compensare i fenomeni erosivi. Se ne deduce che sarà quindi necessario intervenire con una manutenzione costante dell'arenile con sedimenti provenienti dall'esterno del sistema costiero.

8.4. Stratigrafia di dettaglio del settore settentrionale della costa ferrarese

L'interpretazione dei nuovi dati acquisiti e la costruzione delle sezioni terra-mare di dettaglio viene riportata in questa sezione che approfondisce l'assetto geologico regionale introdotto dalle sezioni AA' e BB' (Figg. 8.5 e 8.6).

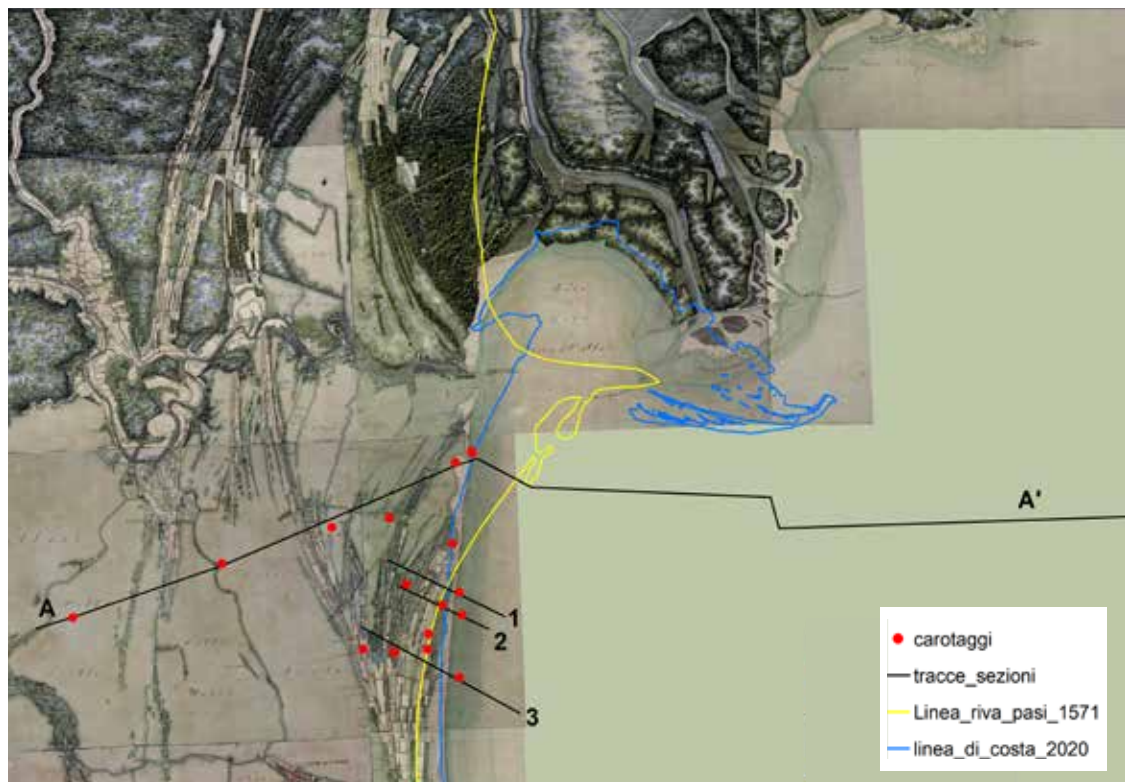


Figura 8.9. Nella mappa storica sono rappresentate le linee di riva di fine 1500 (linea gialla), inizio 1800 (base cartografica) e attuale (linea blu 2020), le tracce delle sezioni geologiche e l'ubicazione dei sondaggi. Le sezioni si posizionano nel margine sud dell'antico apparato deltizio. Si nota, inoltre, la presenza della freccia di Volano solo nella linea di costa attuale.

La sezione 1 (Fig. 8.10) mostra una netta progradazione da ovest verso est, espressione della crescita del Po di Volano. Il primo metro di sedimenti del sondaggio RER18-01 è attribuibile al periodo post XVI secolo mentre la maggior parte della successione sedimentaria costiera, spesso circa 8 metri, è costituita da depositi appartenenti al lobo del XI-XIII secolo come si evince dalle datazioni; la porzione più profonda è di età romana.

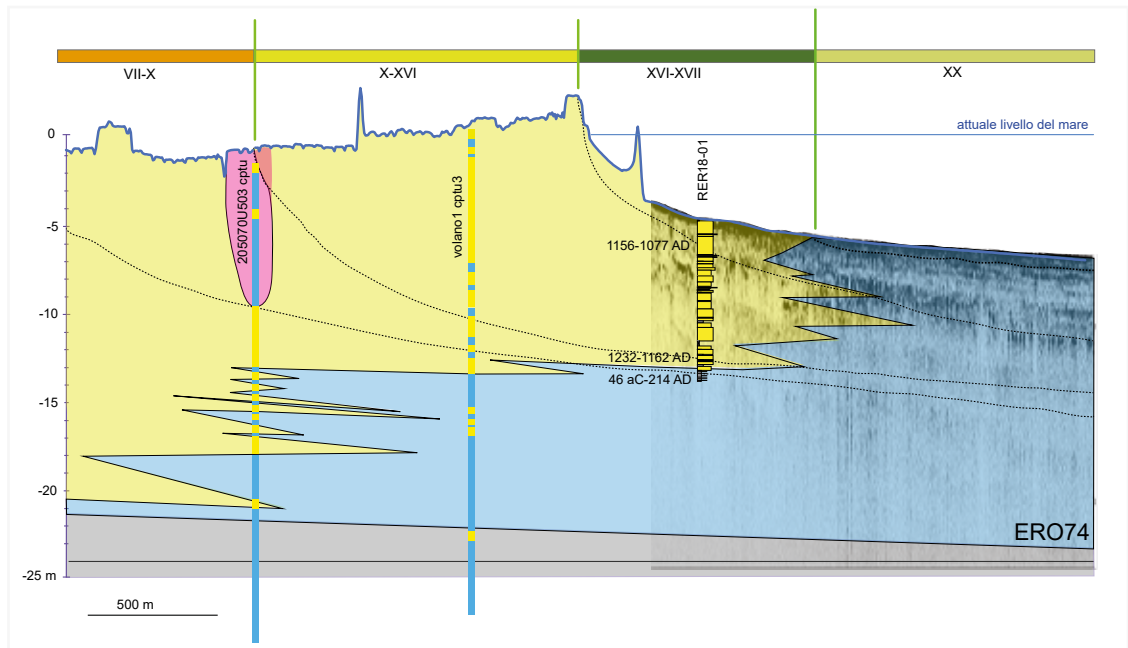


Figura 8.10. Sezione 1 - la progradazione del Po di Volano è ben documentata in questa sezione e nel sondaggio RER18-01; almeno 8 dei 10 metri recuperati si sono depositati in circa 120 anni. La porzione basale, invece, ha un'età compresa tra il I e il III secolo a.C. e quindi la successione attraversata dal carotaggio non ha tassi di sedimentazione costante, ma è caratterizzata da sedimentazione intermittente tipica di ambienti di fronte deltizia.

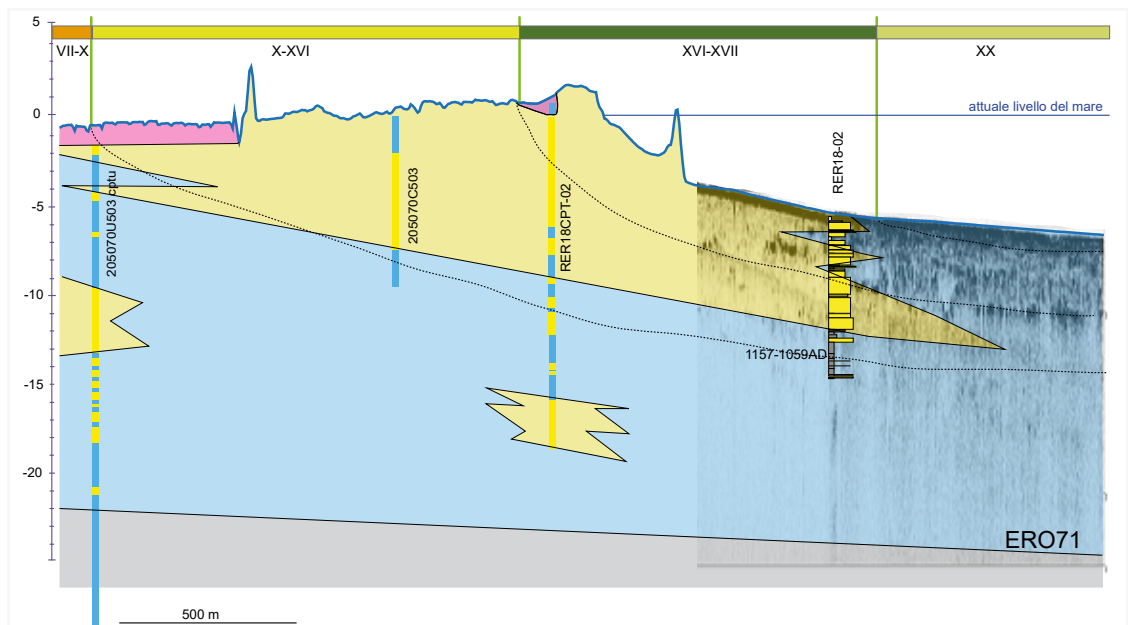


Figura 8.11. Sezione 2 - nel sondaggio RER18-02 la porzione basale ha un'età compresa tra il XI e XII secolo ed è rappresentata da facies fini di prodelta. I primi 5-6 metri del sondaggio sono sabbiosi e provengono dallo smantellamento della foce aggettante del Po di Volano e si sono infatti depositati tra il XVI e XVII secolo. In tale periodo le zone di intercuspide sono progradate e hanno formato quella porzione di costa, cannibalizzando il sedimento della foce del Po di Volano.

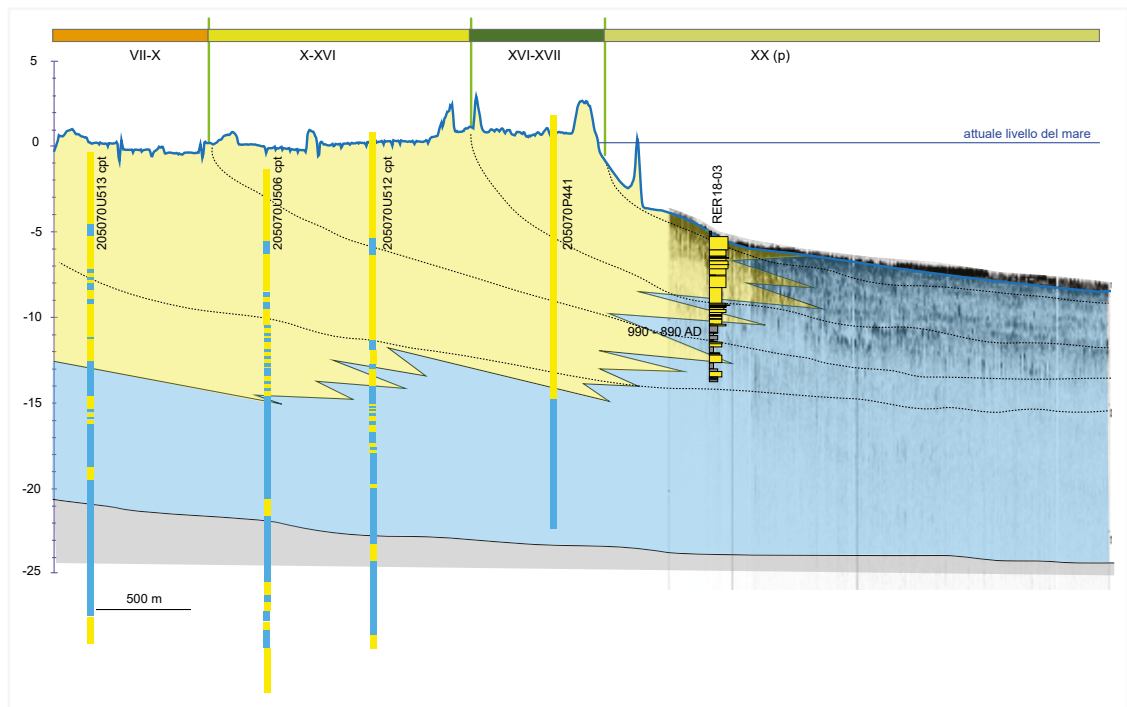


Figura 8.12. Sezione 3 - il carotaggio RER18-03 mostra la stessa successione di depositi fini di prodelta della sezione 2, nella parte basale che passano verso l'alto a sabbie con alternanze di livelli sabbiosi e limosi.

Da un punto di vista stratigrafico emerge la presenza di due superfici di discontinuità che testimoniano fasi di erosione o non-deposizione. La più antica corrisponde al passaggio tra il lobo di età romana a quello di età medievale, mentre la più recente si pone a chiusura dell'attività della foce Volano, intorno al XVI secolo. È rilevante osservare che la spiaggia attiva, che qui mostra uno spessore massimo di circa 3-4 metri, è composta da depositi sabbiosi antichi. Uno spessore apprezzabile dei depositi del XX secolo si ritrova al largo ed è attribuibile al lobo del Po di Goro, alimentato dall'apparato del delta moderno del Po proveniente da nord (vedi sezione AA' Fig. 8.5).

Le sezioni 2 e 3 (Figg. 8.11 e 8.12) schematizzano la progradazione dei lobi del Po di Volano. L'erosione dell'antico apparato deltizio si fa meno severa verso sud e ciò è testimoniato dal fatto che, rispetto alla sezione 1, in esse risulta preservato uno spessore maggiore di depositi del XVI-XVII secolo, sia a terra che a mare.

È interessante notare, inoltre, che anche i depositi del XX secolo e quelli attuali aumentano il loro spessore verso sud, estendendosi dalla sola spiaggia sommersa, in sezione 2, anche alla spiaggia emersa, in sezione 3. Nella sezione 2 la spiaggia attiva è costituita da depositi antichi del substrato, ascrivibili al lobo progradante del XVI-XVII secolo. Nella sezione 3, invece, la spiaggia attiva è costituita da depositi recenti del XX secolo.

Correlazione tra i dati stratigrafici e analisi XRF

Il metodo innovativo introdotto in questo lavoro contempla l'integrazione tra la litologia dei carotaggi, l'età relativa, desunta dalle geometrie della progradazione dei lobi deltizi ricostruiti in sezione, le datazioni radiocarbonio, e i dati elementari ricavati dalle analisi di laboratorio. Ciò migliora l'interpretazione dell'assetto della costa, della sua evoluzione, fornendo nuovi elementi per comprenderne le fragilità.

I risultati delle analisi non distruttive, effettuate in continuo tramite metodo XRF a fluorescenza (vedi cap. 7), offrono un nuovo e ulteriore strumento per la correlazione stratigrafica delle unità

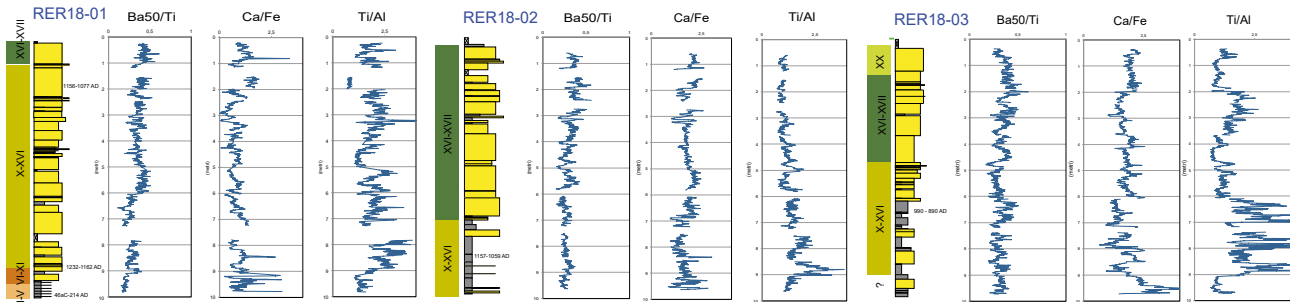


Figura 8.13. Analisi elementali in continuo dei carotaggi RER18-01, RER18-02 e RER18-03 tramite metodo di spettroscopia XRF core scanner a fluorescenza.

campionate. I rapporti elementali significativi forniscono una preziosa informazione riguardo la composizione del sedimento, la provenienza, dedotta indirettamente, le caratteristiche ambientali, climatiche e/o diagenetiche.

Nel caso dell'area nord nel carotaggio RER18-01 (Fig. 8.13) la composizione della porzione basale fine del sedimento è caratterizzata da valori di Ba/Ti molto bassi che indicano una scarsa influenza marina rispetto alla parte superiore. I valori di Ca/Fe variabili confermano apporti terrigeni intermittenti; i bassi valori di Ti/Al dimostrano come l'alto apporto di Al derivi da un consistente dilavamento ad opera di agenti atmosferici nel bacino di provenienza.

I primi sei metri del carotaggio mostrano un alto valore del rapporto Ba/Ti, suggerendo un relativo incremento dell'influenza della sedimentazione marina, come ulteriormente attestato da un maggior rapporto Ca/Fe nei 2 metri superficiali.

Nei carotaggi RER18-02 e RER18-03 sono state campionate le unità riferite ai secoli X-XVII, che mostrano variabilità nel loro spessore. Si deduce che la sedimentazione non è continua e sono presenti degli eventi di erosione o scarsa sedimentazione, fatto documentato anche dalle variazioni repentine dei valori nei rapporti elementali (vedi esempio nel profilo Ti/Al del carotaggio RER18-03).

8.5. Stratigrafia di dettaglio del settore meridionale della costa ferrarese

Nel tratto compreso tra Lido di Spina e Lido degli Estensi, la foce del fiume Reno, in precedenza foce del Po di Primaro, è stata attiva, attraverso fasi alterne di maggiore e minore alimentazione o anche di erosione, dal X secolo fino alla prima metà del XX secolo. La foce non è mai stata abbandonata come è successo invece, nel XVI secolo, al Po di Volano. Le mappe del XVII e XVIII secolo mostrano un apparato molto proteso con barre alle foci, mentre quelle del secolo successivo evidenziano un apparato deltizio rimodellato e meno aggettante. Nella seconda metà del XIX secolo si assiste a una nuova crescita della foce sino ai primi decenni del XX secolo, quando si realizza un'inversione di tendenza e comincia un'importante *trend* erosivo e conseguente rettificazione della costa (Fig. 8.14).

Le sezioni 4 e 5 (Figg. 8.15 e 8.16) si trovano in posizione rispettivamente prossimale e distale rispetto alla foce del Reno. Entrambe mostrano la progradazione del lobo deltizio da ovest verso est. Da terra verso mare si ritrovano, infatti, i depositi deltizi e litorali con età via via più recente, dal X secolo al XX secolo, con un intervallo caratterizzato da scarsa sedimentazione ed erosione tra i depositi più interni di età romana e quelli tardomedievali.

I depositi del XX secolo sono alimentati da barre e da frecce litorali poste a sud, prossime alla foce, che vengono progressivamente erose e le cui sabbie sono ridistribuite verso nord a par-

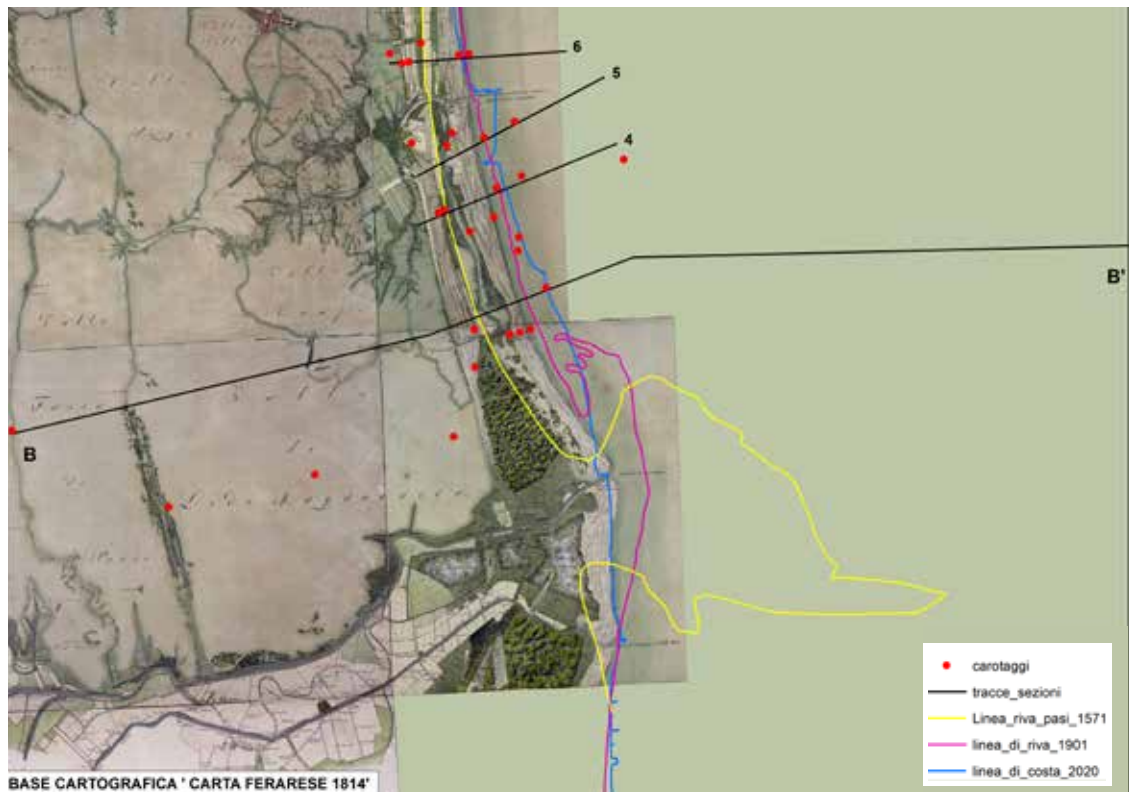


Figura 8.14. Sulla mappa storica sono sovrapposte le linee di riva di fine 1500 (linea gialla), del 1814 (base cartografica) e attuale (linea blu) presso Foce Reno, le tracce delle sezioni geologiche e l'ubicazione dei sondaggi.

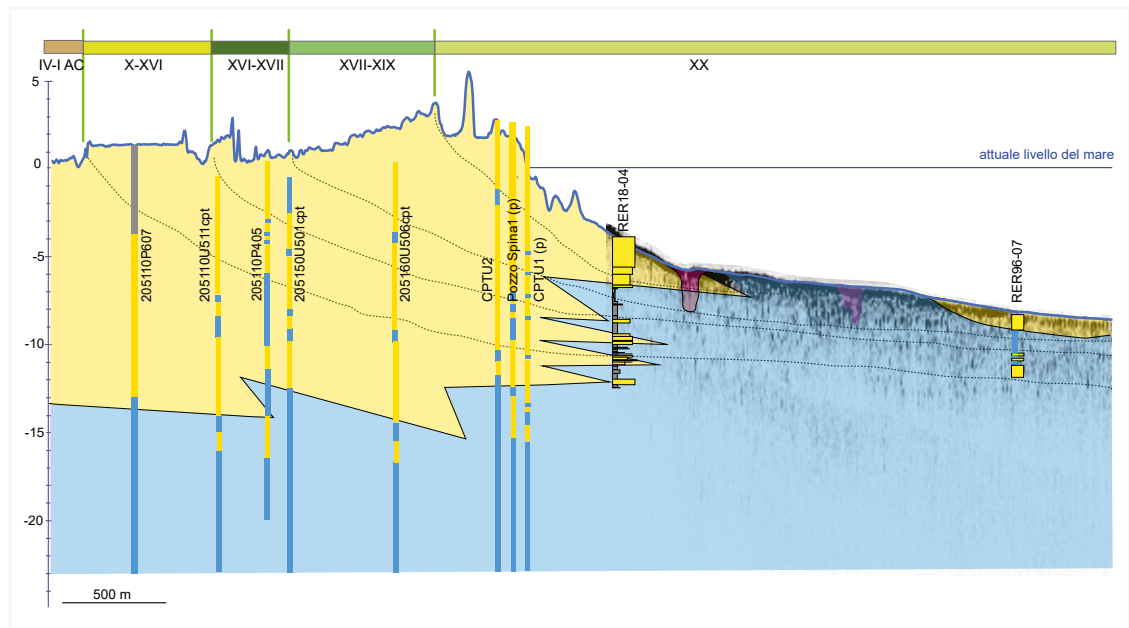


Figura 8.15. Sezione 4, descrive l'evoluzione della costa in prossimità della foce del fiume Reno che dal XVI secolo al XIX risente di un notevole apporto di sedimenti e una costante progradazione, mentre dal I al V secolo è caratterizzato da una stasi nella sedimentazione o erosione.

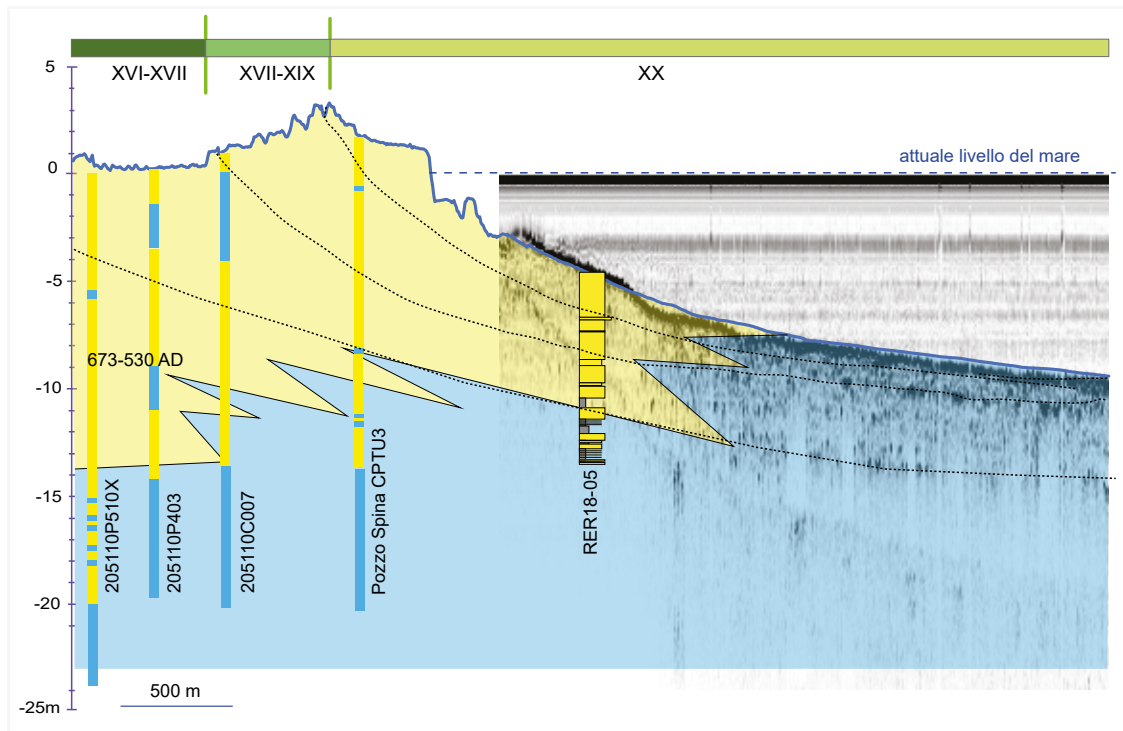


Figura 8.16. Sezione 5, in questa sezione la risedimentazione dovuta allo smantellamento dell'apparato del fiume Reno e la successiva costruzione dei moli aggettanti di Porto Garibaldi è messa in evidenza dai consistenti accumuli sabbiosi dal XVIII fino al XX.

tire dai primi decenni del 1900. Tali sedimenti, insieme a quelli attualmente provenienti da sud, costituiscono la spiaggia attiva.

L'area di Porto Garibaldi Nord

Tra le due aree sopra descritte si pone un settore caratterizzato dalla deposizione dei sedimenti sabbiosi costieri provenienti da nord, a seguito dell'erosione della foce del Po di Volano e successivamente da sud, per deriva del materiale trasportato dal fiume Reno.

In questo settore è posizionata la sezione 6 (Fig. 8.17) che mostra la progradazione dei cordoni litorali che crescono nel tratto tra la foce del Po di Volano e la foce del fiume Reno tra il X e il XVII secolo. I depositi successivi sono verosimilmente attribuibili alla sola attività del fiume Reno. Nel sondaggio a mare RER18-06 (Fig. 8.17) gran parte dello spessore (circa 8 metri) è databile al XX secolo a testimonianza del fatto che in questo paraggio si situa il depocentro di raccolta della sabbia proveniente da sud, almeno fino a quando è stata in grado di superare i primi moli di Porto Garibaldi. Con il prolungamento dei moli, nella seconda metà del XX secolo, questo flusso sedimentario è stato in gran parte interrotto e l'area non ha ricevuto più materiale come in precedenza.

Correlazione tra i dati stratigrafici e analisi XRF

I dati acquisiti tramite analisi elementari nei carotaggi RER18-04, RER18-05 e RER18-06 (posizionati da sud verso nord) mettono in evidenza come la porzione di sabbia in RER18-04 sia molto scarsa e con alti valori di Ba/Ti e Ca/Fe, correlabile con la porzione più consistente di sedimento sabbioso del carotaggio RER18-05. Per quanto riguarda il rapporto Ti/Al, che indica apporti continentali, ed è correlato a sedimentazione più fine, esso risulta più alto negli strati più profondi ascrivibili al X-XVI secolo per RER18-05 mentre per il carotaggio RER18-04, che

intercetta una sequenza sedimentaria più antica, il rapporto Ti/Al è alto anche dal IV al I secolo a.C. Questo andamento potrebbe essere correlato a interventi antropici nei bacini di alimentazione, tra cui deforestazione e conseguente dilavamento e incremento della sedimentazione.

Il carotaggio RER18-6, che si trova a nord dei moli di Porto Garibaldi, ha recuperato una successione prevalentemente sabbiosa estremamente più recente (datazione radiocarbonio calibrata attribuisce l'intervallo 1920-1810 a 9.3 metri di profondità).

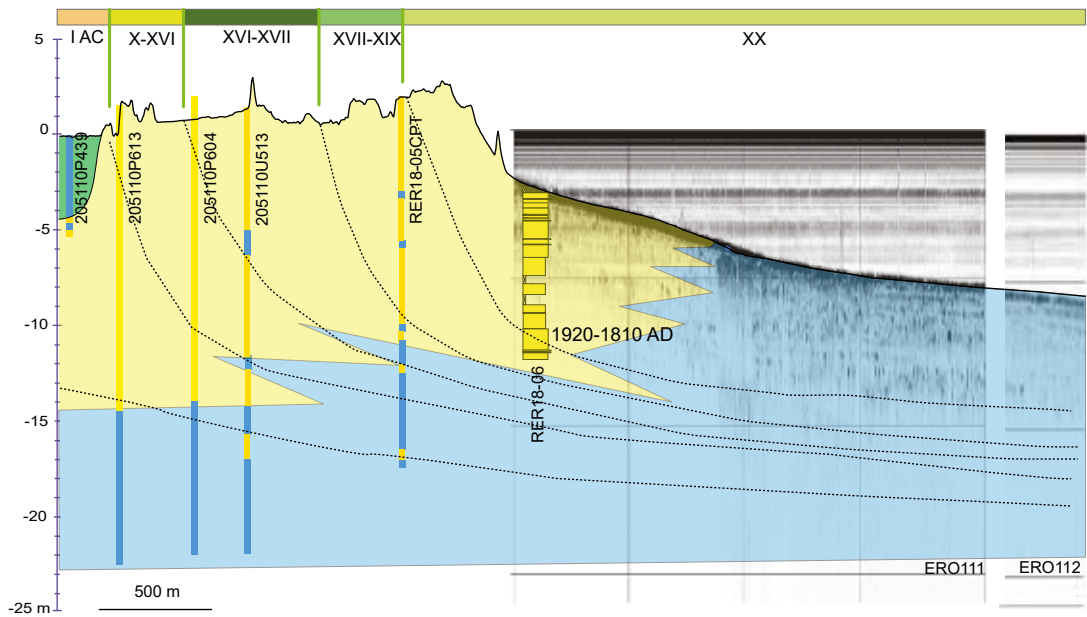


Figura 8.17. Sezione 6, in questa sezione il sondaggio RER18-06 è stato acquisito molto sotto-costa e i sedimenti sono molto recenti (vedi datazione radiocarbonio calibrata 1920-1810 AD a 9.3 metri di profondità), si ipotizza anche un contributo legato al ripascimento artificiale (vedi caso studio B).

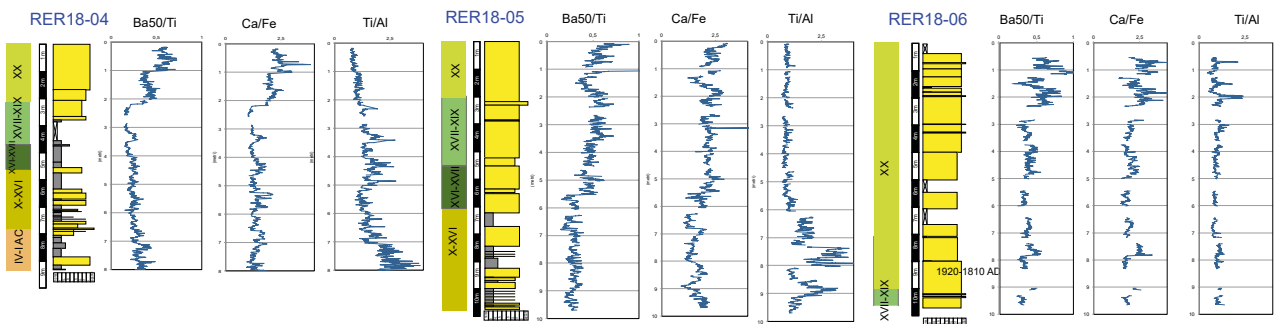


Figura 8.18. Analisi elementali in continuo dei carotaggi RER18-04, RER18-05 e RER18-06 tramite metodo di spettroscopia XRF core scanner a fluorescenza.

In particolare...

Evidenze dell'erosione e sommersione di Foce Reno nel sottofondo marino

La cartografia storica e i profili sismo-acustici acquisiti in mare del substrato ci consentono di riconoscere gli ambienti sedimentari dell'apparato deltizio del fiume Reno, relativi all'ultimo secolo, e di ricostruire la loro storia evolutiva.

Come si osserva in Fig. 8.19, la foce del primo decennio del 1900 si presentava ben formata e aggettante, protesa a mare rispetto all'attuale posizione; successivamente si osserva una consistente erosione e contestuale modificazione geomorfologica a cui si associa un arretramento e rettificazione della linea di riva. Lo smantellamento della foce aggettante è avvenuto attraverso una massiccia ridistribuzione laterale delle sabbie che ha generato la Sacca di Bellocchio. In seguito si è impostata una rapida trasgressione marina, attraverso processi di overwashing, responsabili della migrazione verso terra del sistema spiaggia e di frequenti inondazioni delle zone umide di retrospiaggia. In mare si possono identificare, grazie ai rilievi geofisici, gli alvei dei canali distributori e le barre emerse, relitti dell'apparato di foce, ora non più alimentato e completamente sommerso.

Se si pone l'attenzione alla conformazione della foce del fiume Reno nell'anno 1911 [11], si osserva la presenza di un grosso scanno nella sponda destra della foce e di due barre sulla sinistra del canale. Analizzando i profili CHIRP nel tratto di sezione posto davanti alla foce del 1911, si riescono a identificare, all'interno dell'unità sismica più recente, i canali e le barre presenti in quel periodo. In Fig. 8.19 si riportano i 4 profili nei quali sono evidenziati in blu i canali e in giallo le barre adiacenti. Nel profilo A di figura 8.19 nella parte sinistra dell'alveo si riconosce la porzione basale della barra ancora preservata non visibile nella sponda destra poiché totalmente smantellata ed erosa dall'ingressione marina.

Questo è un esempio di utilizzo della sismica ad alta risoluzione della spiaggia sommersa per lo studio del sottofondo marino e per la ricostruzione delle dinamiche litorali che è necessario approfondire per la gestione della costa.

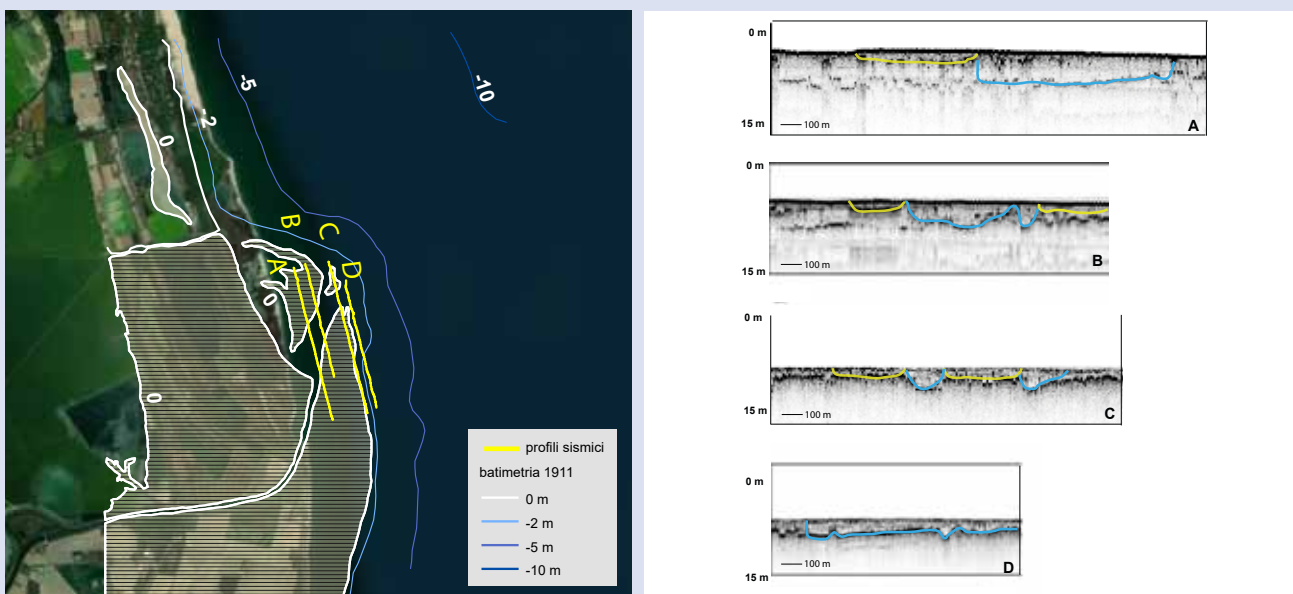


Figura 8.19. Posizione dei profili sismici a largo della foce del Reno; a destra, in bianco è evidenziata la linea di costa del 1911 con la rispettiva batimetria [11] sovrapposte alla foto aerea del 2022; a sinistra sono riportate le sezioni dei profili paralleli a costa che intercettano il canale, in blu, tra due barre costiere, in giallo.

8.6. Ricadute dell'analisi stratigrafica per la gestione del litorale

L'analisi stratigrafica della fascia terra-mare, realizzata nell'ambito del presente progetto, ha fornito elementi preziosi per la comprensione dello stato di criticità del sistema costiero sui quali fondare le future strategie di difesa e di adattamento ai cambiamenti climatici.

Le fasi di crescita e di smantellamento delle foci fluviali hanno definito l'assetto geologico della piana costiera e ad esse sono collegate le attuali dinamiche e la grave crisi sedimentaria che interessa la costa ferrarese. Dallo studio oggi risulta chiaro che i principali flussi sedimentari padani si sono spostati progressivamente verso nord fino all'evento del "Taglio di Porto Viro" del 1604 che ha ridisegnato l'assetto del delta e ha definitivamente tagliato fuori l'intero settore emiliano-romagnolo da significativi apporti.

Quanto sta succedendo oggi in prossimità della foce del Reno è già accaduto in tempi remoti alle foci romane e a quella del Po di Volano durante il Rinascimento e l'inizio dell'Età Moderna, dinamiche ampiamente documentate dall'analisi stratigrafica sopra presentata. La decadenza dell'apparato di foce si manifesta con l'erosione e la scomparsa delle barre e delle frecce litorali e con una marcata movimentazione dei sedimenti che comporta una progressiva rettificazione della linea di riva. L'espressione della crisi sedimentaria è testimoniata anche da un esiguo spessore della spiaggia attiva, dall'affioramento del suo substrato, a volte limoso-argilloso e dalla cannibalizzazione dei depositi sabbiosi antichi. Nelle poche aree non antropizzate le morfologie costiere arretrano, negli altri casi scompaiono mettendo a rischio le aree retrostanti e i servizi ecosistemici che da esse dipendono.

Questa dinamica, impossibile da invertire in un contesto climatico e antropico come quello attuale, pone le amministrazioni di fronte ad alcune scelte, ciascuna delle quali presenta limiti e spesso necessita di rilevanti risorse. Nella costa emiliano-romagnola dal 2002 è stata intrapresa l'alimentazione artificiale delle spiagge attraverso ripascimento con sabbie sottomarine, coadiuvato da sporadici interventi di difesa rigida. Gli ingenti quantitativi di sedimento proveniente da fonti esterne al sistema, i cosiddetti 'Progettoni', hanno di fatto mitigato, non eliminato, il problema dell'erosione in numerosi tratti del litorale. Tale approccio può essere ancora migliorato, ad esempio sviluppando adeguate misure finalizzate a minimizzare le perdite, quali per esempio le trappole di sedimento e altre tecniche specifiche [15]. I ripascimenti con grandi volumi di sabbie provenienti dai giacimenti sottomarini sono interventi complessi e costosi, che consentono il mantenimento della fruizione turistica della spiaggia e la sopravvivenza dei preziosi ecosistemi costieri. Contestualmente sarebbe utile favorire la scelta di delocalizzare le infrastrutture poste nelle aree più critiche, quali la foce del fiume Reno. La costruzione di argini artificiali fronte mare dovrebbe essere contemplata soltanto in quelle porzioni di costa dove è necessario tutelare un tessuto urbano non delocalizzabile e dove è possibile rinunciare alla spiaggia, ovvero dove il costo di mantenimento della stessa è nettamente superiore ai benefici attesi.

È altresì auspicabile che si possano concretizzare, nel prossimo futuro, nuovi progetti finalizzati a migliorare la capacità di trasporto di sedimento da parte dei fiumi al mare e che vengano concretamente sperimentate nuove tecniche per minimizzare le perdite di sedimento durante le mareggiate. Su questi ultimi argomenti servono adeguati approfondimenti conoscitivi, ancora non disponibili, a partire da uno studio geologico dei bacini sedimentari e delle caratteristiche idrauliche e geomorfologiche delle aste fluviali.

BIBLIOGRAFIA

- [1] Ciabatti M. (1967). Ricerche sull'evoluzione del Delta Padano. *G. Geol.* 34, 381- 406.
- [2] Bondesan M., Favero V. & Vinals M.J. (1995). New evidence on the evolution of the Po-Delta coastal plain during the Holocene. *Quat. Int.* 29e30, 105e110. [http://dx.doi.org/10.1016/1040-6182\(95\)00012-8](http://dx.doi.org/10.1016/1040-6182(95)00012-8)
- [3] Stefani M., Cattaneo A., Cibir U., Correggiari A. & Vincenzi S. (2002). The interplay of eustasy, tectonics, and climate in the shaping of the late Quaternary sequence stratigraphy in the northern Adriatic and Po Delta area of Italy. A.A.P.G. Annual Meeting 2002, Houston, Texas.
- [4] Stefani M. & Vincenzi S. (2005). The interplay of eustasy, climate and human activity in the late Quaternary depositional evolution and sedimentary architecture of the Po Delta system. *Mar. Geol.* 222e223, 19e48. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2005.06.029>
- [5] Veggiani A. (1984). Il deterioramento climatico dei secoli XVI-XVIII e i suoi effetti sulla bassa Romagna. *Studi Romagnoli*, 35, 109-124.
- [6] Veggiani A. (1985). Il delta del Po e l'evoluzione della rete idrografica padana in epoca storica. In: *Il delta del Po-Sezione Geologia-Atti Tavola Rotonda 1982*, Bologna, 39-68.
- [7] Calabrese L., Perini L., Lorito S., Luciani P. & Cibir U. (2010). Evoluzione della linea di riva ed erosione costiera in Emilia-Romagna. *Atti del Terzo Simposio "Il monitoraggio costiero mediterraneo, problematiche e tecniche di misura"*, 15-16-17 giugno 2010, Livorno, 345-352.
- [8] McCormick M., Cane M. A., Cook E.R., Harper K., Huybers P., Litt T., Manning S. W., Mayewski P. A, More A. F. M., Nicolussi K. & Tegel W. (2012). Climate Change during and after the Roman Empire: Reconstructing the Past from Scientific and Historical Evidence" *The Journal of Interdisciplinary History*, 43, 2, 169-220.
- [9] Bondesan M. (1990). L'area deltizia padana: caratteri geografici e geomorfologici. M. Bondesan (Ed.), *Il Parco dei delta del Po: studi ed immagini*, Spazio Libri, II, 10-48.
- [10] Grove A.T. (2001). The "Little Ice Age" and its geomorphological consequences in Mediterranean Europe. *Climatic Change*, 48, 121.
- [11] Visentini M. & Borghi G. (1938). Le spiagge padane. *Ricerche sulle variazioni delle spiagge italiane*, CNR Report, Roma, 7, 137.
- [12] Amorosi A., Bruno L., Campo B.; Morelli A., Rossi V., Scarponi D., Hong W., Bohacs K. M. & Drexler T. M. (2017). Global sea-level control on local parasequence architecture from the Holocene record of the Po Plain, Italy. *Marine and Petroleum Geology*, 87.0264-8172 DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2017.01.020
- [13] Calabrese L., Correggiari A., Perini L. & Remia A. (2011). Il rilievo sismico sotto-costa in Emilia-Romagna – nuovi dati per lo studio della geologia costiera. Poster esposto presso Coastexpo, Ferrara, settembre 2011.
- [14] Muratori D. (2012). Studio degli eventi erosivi in quattro aree campione della costa emiliano-romagnola. Tesi di Laurea in Gestione integrata delle zone costiere, Università' di Bologna, Facoltà' di Scienze matematiche fisiche e naturali, pp 160.
- [15] Quadro Conoscitivo strategia GIDAC (Strategia Regionale di Gestione Integrata per la difesa e l'adattamento della costa ai cambiamenti Climatici) - Allegato I (2022) <https://ambiente.regione.emilia-romagna.it/it/geologia/geologia/costa/il-quadro-conoscitivo-della-strategia-gidac>

RISCHI COSTIERI E GEOLOGIA



9. RISCHI COSTIERI111
9.1. L'erosione costiera	
9.2. L'inondazione marina	
9.3. La subsidenza	
9.4. L'intrusione salina nell'acquifero costiero	
9.5. La liquefazione delle sabbie costiere	



Le coste basse e sabbiose sono territori molto vulnerabili, esposti a fenomeni di dissesto, come l'inondazione marina e l'erosione delle spiagge, che possono mettere a rischio la sicurezza delle persone, delle infrastrutture e di preziosi ecosistemi. La fragilità intrinseca di questi litorali è destinata ad aumentare a fronte dei cambiamenti climatici in atto, in particolare dell'innalzamento del livello del mare, che, in ampie parti del pianeta, sta già determinando la perdita di aree emerse, come nel caso dei grandi delta fluviali.

In Emilia-Romagna tali problematiche si sono manifestate a partire dal dopoguerra, con l'intenso sfruttamento del territorio da parte dell'uomo; attualmente sono lontane dalla loro definitiva risoluzione e si ipotizza che potranno accentuarsi in futuro se non saranno messe in atto azioni commisurate agli effetti dei cambiamenti climatici.

In questo lavoro si vuole porre in primo piano l'importanza della comprensione dei processi geologici che influenzano i fattori di rischio costiero, che deve essere propedeutica ad ogni intervento di difesa e di gestione.

Lo studio geologico è basato sull'integrazione di tutte le informazioni territoriali che permettono di ricostruire la natura e l'assetto del substrato ma anche i processi sedimentari che hanno caratterizzato l'evoluzione della costa in passato e che ancora influenzano le dinamiche del litorale, contribuendo alla generazione dei fenomeni di dissesto.

Nella trattazione seguente sono affrontati i fenomeni di rilievo per la costa dell'Emilia-Romagna, verranno esaminati i fattori predisponenti, le dinamiche endogene ed esogene agenti, l'intensità e la diffusione alla scala regionale. Verranno sottolineate le informazioni di carattere geologico e geomorfologico che devono essere considerate nella valutazione dei rischi e gli strumenti di analisi più appropriati.

9. RISCHI COSTIERI

La costa bassa e sabbiosa dell'Emilia-Romagna è esposta a diversi fenomeni di dissesto legati alla natura geologica e all'assetto geomorfologico del territorio che, in futuro, potranno essere aggravati per il cambiamento climatico in atto. Le criticità maggiormente diffuse sono l'erosione costiera, l'inondazione marina, la subsidenza e la salinizzazione degli acquiferi, alle quali si aggiunge il rischio sismico, che include i fenomeni di liquefazione dei depositi costieri in caso di terremoti di elevata intensità.

Per fare fronte ai rischi associati a tali fenomeni è necessario misurarne l'entità, attraverso il monitoraggio sistematico e intraprendere studi geologici finalizzati a comprendere i diversi processi. Gli studi si avvalgono di indagini geognostiche e geofisiche, che permettono di ricostruire l'evoluzione dei sistemi fisici e di ipotizzare le dinamiche future, supportando in questo modo la programmazione delle azioni di mitigazione del rischio. **È ferma convinzione di chi scrive che solo attraverso una conoscenza approfondita della storia del territorio sia possibile attuare le scelte più adeguate a gestirne correttamente le fragilità.**

Questo lavoro vuole porre in primo piano il ruolo dello studio geologico nella valutazione dei rischi costieri. L'analisi geologica, infatti, consente di inquadrare i fenomeni in un contesto temporale ampio, secoli e millenni, e nell'ambito di una storia evolutiva del territorio che spazia dalla scala regionale a quella locale, basata su ricostruzioni paleo-ambientali, stratigrafiche e geomorfologiche. Le informazioni riguardo il passato e lo stato attuale si avvalgono di strumenti tradizionali, come cartografie bidimensionali e sezioni geologiche, e innovativi, come la modellazione tridimensionale, che insieme possono chiarire molti aspetti sulla natura dei fattori di rischio e sulla loro possibile evoluzione.



Figura 9.1. Esempi di erosione della spiaggia in Emilia-Romagna.

9.1. L'erosione costiera

Il fenomeno dell'erosione delle coste è sicuramente quello che suscita maggiore interesse, perché impatta su settori economici molto rilevanti, a cominciare dal turismo balneare, e determina la perdita di importanti ecosistemi.

Fattori predisponenti:

- eventi di mareggiata intensi e ricorrenti;
- configurazione geomorfologica (ad esempio, esposizione delle cuspidi deltizie);
- riduzione del trasporto solido da parte dei fiumi;
- sottrazione di sedimento dal sistema costiero (ad esempio abbattimento delle dune costiere);
- interferenza di opere costiere e di difesa;
- subsidenza.

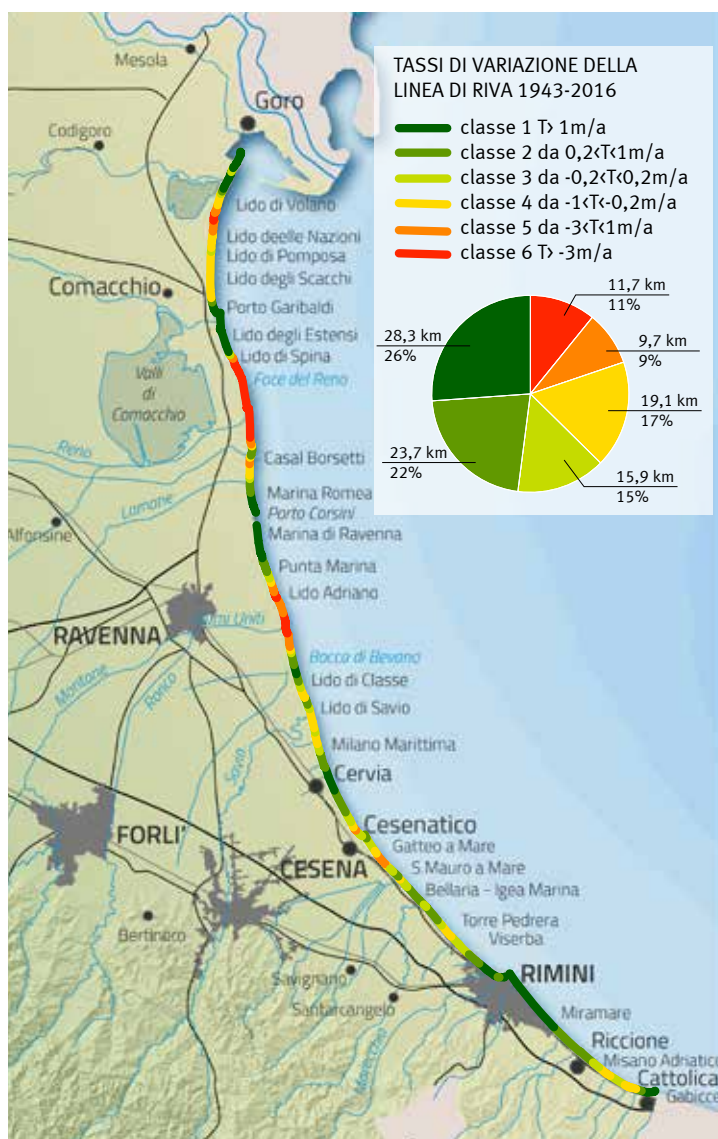


Figura 9.2. Trend evolutivo della linea di riva dal 1943 al 2014 e indicazione degli *hotspot* di erosione cronica.

L'erosione delle coste basse e sabbiose deriva generalmente da tendenze di lungo periodo, principalmente riconducibili alle oscillazioni del livello del mare e all'influenza del clima sulla dinamica litorale e sull'apporto fluviale.

Secondo l'approccio adottato in questo lavoro, l'analisi geologica del fenomeno prevede l'approfondimento di diversi aspetti. In primo luogo occorre ricostruire le fasi di crescita e di abbandono dei sistemi deposizionali costieri, valutando, la posizione, la forma e i rapporti geometrici reciproci dei diversi lobi deltizi e dei cordoni litoranei, lo stato di conservazione, e possibilmente l'età, attraverso datazioni dirette o indirette. Un altro aspetto riguarda l'individuazione e la datazione degli eventi storici che possono aver influenzato l'apporto di sabbia alle spiagge da parte dei fiumi (ad esempio, modificazioni naturali e/o artificiali del corso dei fiumi) e il trasporto litoraneo (ad esempio, modificazioni geomorfologiche, costruzione di moli). Un'ulteriore analisi riguarda la stratigrafia dei depositi costieri, il loro spessore, le variazioni latero-verticali e lo studio geomorfologico della spiaggia attiva. Fondamentale è, inoltre, la mappatura degli elementi morfologici sintomatici di processi erosivi, quali i ventagli di *washover*, i fronti dunali erosi (Fig. 9.1), o la presenza di affioramenti di argille in battigia e nella spiaggia sommersa, che evidenziano punti di sensibile regressione del sistema litorale. Infine, è possibile eseguire l'analisi delle variazioni della posizione della linea di riva nel tempo contestualizzandola all'interno del quadro conoscitivo costruito secondo l'approccio descritto.

Il fenomeno dell'erosione dei litorali è diffuso lungo tutta la costa regionale. Dopo un evento di mareggiata si possono osservare i seguenti effetti:

- abbassamento e spianamento della spiaggia;
- formazione di gradini e scarpate da pochi decimetri a qualche metro (Fig. 9.1);
- erosione della duna a diversi stadi (al piede, del fronte, totale);
- formazione di canali di deflusso;
- escavazioni del fondale marino dovute a correnti di ritorno.

Nel lungo periodo l'erosione è espressa da un generale arretramento della linea di riva e dall'approfondimento e/o dall'aumento di pendenza del fondale marino.

Dall'ultimo monitoraggio del fenomeno, messo in atto dalla Regione nel 2018, risultano essere in erosione circa il 18% dei litorali (21.3 km), una situazione in miglioramento rispetto agli anni precedenti, attribuibile solo alle costanti attività di ripascimento. Prendendo in considerazione solo il periodo dal 2001 al 2020, i volumi di sabbie apportate alle spiagge, provenienti da fonti esterne, ammontano a circa 230.000 m³/anno. Gli studi hanno dimostrato che sottraendo i volumi di sabbia apportati con i ripascimenti risulterebbero in erosione circa 30 km (26% della costa) [1]. Le ricostruzioni evolutive effettuate sulla base delle informazioni geologiche e delle cartografie storiche, hanno evidenziato che il fenomeno dell'erosione costiera è antico e assume una dimensione particolarmente rilevante a partire dai primi decenni del '900. Nella seconda metà del secolo, il fenomeno si è intensificato, quando l'interferenza con le attività antropiche, sempre più diffuse nella fascia marino-costiera, ha imposto una continua ricerca di soluzioni per mitigarne gli effetti e ridurne l'intensità.

Alcune aree sono soggette ad un fenomeno cronico e praticamente irreversibile (Fig. 9.2). Si tratta delle foci dei fiumi e di alcuni settori sottoflusso ai principali moli portuali.

Nel primo caso, il processo di smantellamento delle foci fluviali e l'innescare dei processi erosivi e di redistribuzione dei sedimenti sono conseguenza della forte riduzione dell'apporto sedimentario da parte dei fiumi, avvenuta al termine della Piccola Età Glaciale (PEG), datata tra il 1300 e 1860 circa. Esempi eclatanti in tal senso sono rappresentati dalle foci del Fiume Reno e di Fiumi Uniti [2]: in entrambi i casi il marcato arretramento della costa è attribuibile principalmente ai processi morfodinamici che hanno agito nell'ultimo secolo in una condizione di deficit sedimentario a cui si aggiungono ulteriori forzanti di natura antropica, come l'estrazione di gas dal sottosuolo che hanno accelerato tale tendenza già innescata.

Nel secondo caso l'erosione è legata all'interruzione del flusso sedimentario litorale indotte dalla costruzione di grandi moli portuali che intrappolano i sedimenti da un lato (sopraflusso) provocando sotto-alimentazione nel lato opposto (sottoflusso).



Figura 9.3. Affioramenti di depositi argilloso-limosi di retro-cordone in prossimità della battigia (Valverde di Cesenatico a sinistra, nord Foce fiume Reno, Vene di Bellocchio a destra).

La valutazione della vulnerabilità all'erosione è stata oggetto di una recente esperienza di studio in cui è stato sviluppato un approccio basato sulla caratterizzazione geologica del corpo di spiaggia attiva e del suo substrato, (si veda caso studio B).

L'approccio mira a individuare e ricostruire tridimensionalmente quella porzione di spiaggia attiva dove attualmente i sedimenti, per la maggior parte sabbiosi, si muovono per raggiungere un equilibrio dinamico sotto l'influenza di vento, onde e correnti e che è la sede di erosioni e deposizioni che causano un continuo modificarsi della sua forma. La spiaggia attiva si appoggia su un substrato di varia natura che non subisce questi processi e la cui deposizione appartiene a fasi evolutive passate della costa. L'individuazione e la mappatura della base e del tetto della spiaggia attiva hanno permesso di ricostruire la sua geometria e di valutare la variazione dello spessore. Localmente la riduzione dello spessore e l'affioramento del substrato, costituito da argille di retro-cordone, sulla battigia e nella spiaggia sommersa, sono evidenze di mancanza di sabbia e pertanto di particolare criticità.

I depositi argillosi affioranti sulla spiaggia (Fig. 9.3) sono stati rinvenuti già da diversi anni in più punti nel ferrarese, in particolare a Lido delle Nazioni, a nord di Foce Reno e in prossimità della foce del Lamone, dando conferma dell'assottigliamento delle sabbie della spiaggia attiva. Localmente gli stessi depositi affiorano occasionalmente anche nel ravennate (es. Lido di Savio) a seguito di eventi di mareggiate intense che erodono la spiaggia emersa.

In particolare...

L'esempio della foce del fiume Conca

L'impatto delle opere fluviali e marittime sull'arretramento della costa è stato analizzato soprattutto sulla base delle cartografie storiche e foto aeree, integrate, ove possibile, con altre informazioni più specifiche, quali dati di trasporto solido ed età dei depositi in accumulo. Un esempio significativo in Emilia-Romagna è costituito dalla foce del fiume Conca (Fig. 9.4).

La diga del fiume Conca, costruita a 3 km dalla linea di riva nei primi anni '70 e messa in funzione nel 1975, ha alterato il corso d'acqua e la fascia costiera a sud di Riccione modificando la dinamica sedimentaria di quel settore, oltre che del corso d'acqua. All'inizio degli anni '80, il tratto del fiume Conca a valle della diga assumeva l'aspetto di un canale di scolo piuttosto che di un corso d'acqua e gran parte del sedimento trasportato dal fiume si arrestava a monte dello sbarramento. Uno studio condotto dall'Università di Bologna nei primi anni 2000, per



Figura 9.4. La costruzione della diga sul fiume Conca, costruita nei primi anni '70, ha profondamente modificato il corso d'acqua che, negli anni '40 presentava una morfologia 'braided' (a canali intrecciati), per poi divenire un canale singolo e stretto.

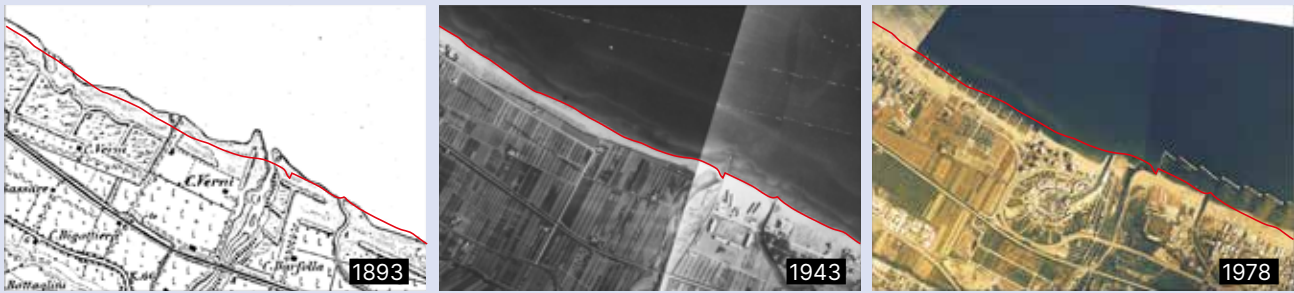


Figura 9.5. Evoluzione della foce del fiume Conca dal 1893 al 1978; la riduzione del trasporto solido imputabile prima a cause naturali (fine della PEG, [2]) e poi all'antropizzazione della fascia costiera e alla costruzione della diga, hanno prodotto un deficit sedimentario irreversibile, l'arretramento della costa e la scomparsa delle morfologie costiere e della spiaggia sommersa. In rosso la linea di costa del 1943.

conto dell'Autorità di Bacino [3], ha quantificato un imbrigliamento di circa 183.000 m³/anno di sedimento, nell'intervallo temporale tra il 1975 e il 1983 a fronte di un carico solido stimato di circa 198.000 m³/anno.

L'impatto dell'opera idraulica si è inserito in un contesto erosivo già in atto, infatti, le prime fasi di smantellamento dell'apparato di foce e la forte riduzione dell'ampiezza del sistema spiaggia risultano già avvenute negli anni '40 (Fig. 9.5), verosimilmente per effetto della riduzione naturale dell'apporto sedimentario, amplificata dalla costruzione del pennello a sud della foce e dallo smantellamento delle prime dune costiere per fare spazio alle zone agricole. La forte riduzione di apporto di sedimento dal fiume e la costruzione delle opere di difesa, a partire dagli anni '70, hanno fatto scomparire completamente le morfologie di fondo (le barre) e accentuato in modo irreversibile la pendenza dei fondali (Fig. 9.6).

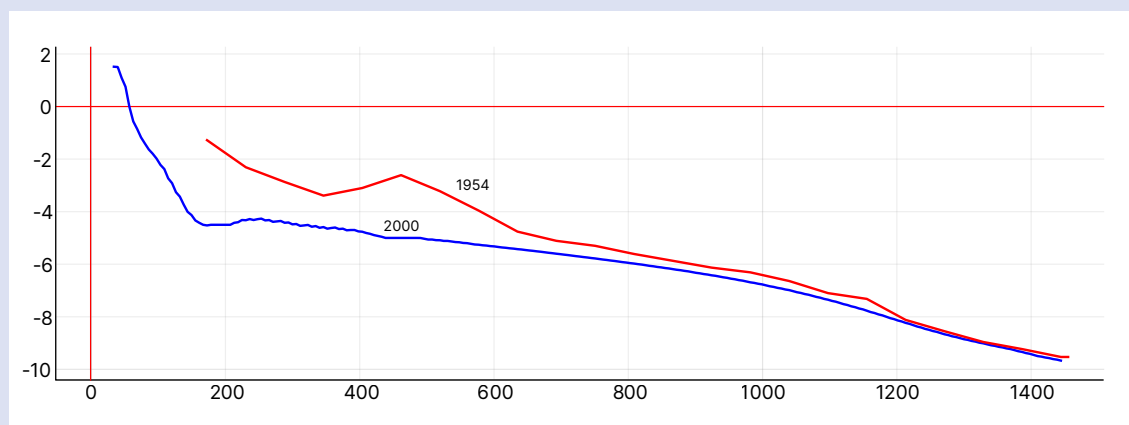
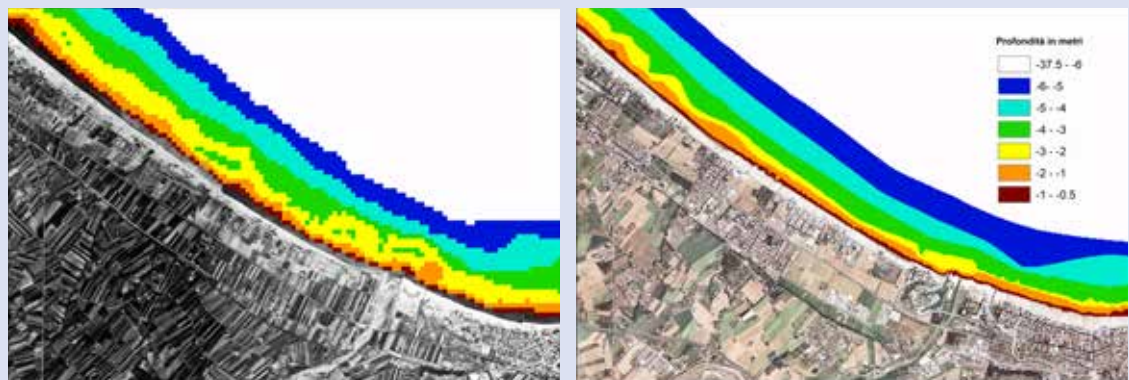


Figura 9.6. Il confronto tra le batimetrie 1950-2000 mostra un abbassamento dei fondali della spiaggia sommersa superiore a 2 metri in 50 anni, la scomparsa delle barre litoranee, sostituite da opere di difesa a mare [4].

9.2 L'inondazione marina

Il fenomeno dell'inondazione marina è stato oggetto di studi dedicati per rispondere a quanto previsto dalla Direttiva Alluvioni (2007/60 CE). La vulnerabilità attuale del territorio è alta e destinata a crescere stante le previsioni di innalzamento del mare, legata ai cambiamenti climatici in atto. La fragilità del territorio al fenomeno è strettamente collegata all'assetto altimetrico della costa e alle caratteristiche micromorfologiche.

Fattori predisponenti:

- basse quote altimetriche;
- subsidenza (fenomeno che agisce sul lungo periodo);
- sopralzo del livello del mare in occasione di mareggiate;
- innalzamento del livello del mare a scala globale e locale.

Da un punto di vista geologico, la propensione della costa al fenomeno dell'inondazione marina è associabile a:

- ambienti deposizionali naturalmente privi di rilievo, come le piane deltizie, le aree occupate in passato da paludi e lagune, le zone umide e le aree bonificate;
- presenza di elementi morfologici prodotti da ingressione marina quali ventagli di *washover* e canali, attuali e fossili;
- alti valori della subsidenza.

Le caratteristiche morfologiche e altimetriche della piana costiera emiliano-romagnola, particolarmente nel settore centro-settentrionale, sono predisponenti ai fenomeni di inondazione marina. Infatti, le quote altimetriche piuttosto basse delle spiagge, l'assenza di ampi tratti di duna costiera e la frequenza di varchi nelle morfologie residue, facilitano l'ingressione del mare in occasione di mareggiate intense soprattutto se accompagnate da fenomeni di *surge* (acqua alta).

Lo studio del fenomeno di inondazione marina necessita, in primo luogo, di un modello digitale del terreno (DTM) ad alta risoluzione. Il rilievo delle micro-morfologie consente di definire le quote e la forma dei rilevati, la presenza di zone depresse e può evidenziare la presenza di varchi attraverso i quali l'acqua del mare può diffondersi nell'entroterra. Il DTM è il dato di base per i modelli numerici di ingressione marina, dai più semplici ai più complessi.

In Emilia-Romagna la conoscenza approfondita del fenomeno e dei punti della costa più esposti a questo rischio è stata sviluppata grazie all'analisi delle mareggiate storiche [7] e nell'ambito della valutazione della pericolosità della costa regionale al fenomeno dell'inondazione marina [8; 9], sviluppata nel 2013 ottemperando a quanto previsto dal D.Lgs. 49/2010 (trasposizione nazionale della direttiva alluvioni 2007/60/CE). La creazione di un modello speditivo operativo in ambiente GIS (denominato *in_Coastflood*) ha permesso di predisporre le mappe delle aree potenzialmente allagabili (Fig. 9.7) per mareggiate frequenti (scenario P3, tempo di ritorno $Tr = 10$ anni), poco frequenti (scenario P2, tempo di ritorno $Tr = 100$ anni) e rare (scenario P1, tempo di ritorno $Tr \gg 100$ anni). Il modello utilizza come input gli scenari di mareggiata che combinano parametri di onda e marea (astronomica e atmosferica) e i dati altimetrici tridimensionali ad alta risoluzione (DTM-LIDAR). Il modello *in_Coastflood* simula la diffusione dell'acqua di mare sulla spiaggia e nel retrospiaggia, tenendo conto di una componente di smorzamento all'avanzamento e della reale interconnessione micro-morfologica. La definizione dello smorzamento, espresso come angolo di inclinazione della superficie del mare verso terra, si è basata sulle osservazioni di campo e sui dati di monitoraggio della massima ingressione marina registrata in occasione di eventi storici archiviati nella banca dati regionale degli impatti da mareggiata (*in_Storm*, si veda cap. 4). Nel caso di inondazione marina a seguito di mareggiata (Fig. 9.8),

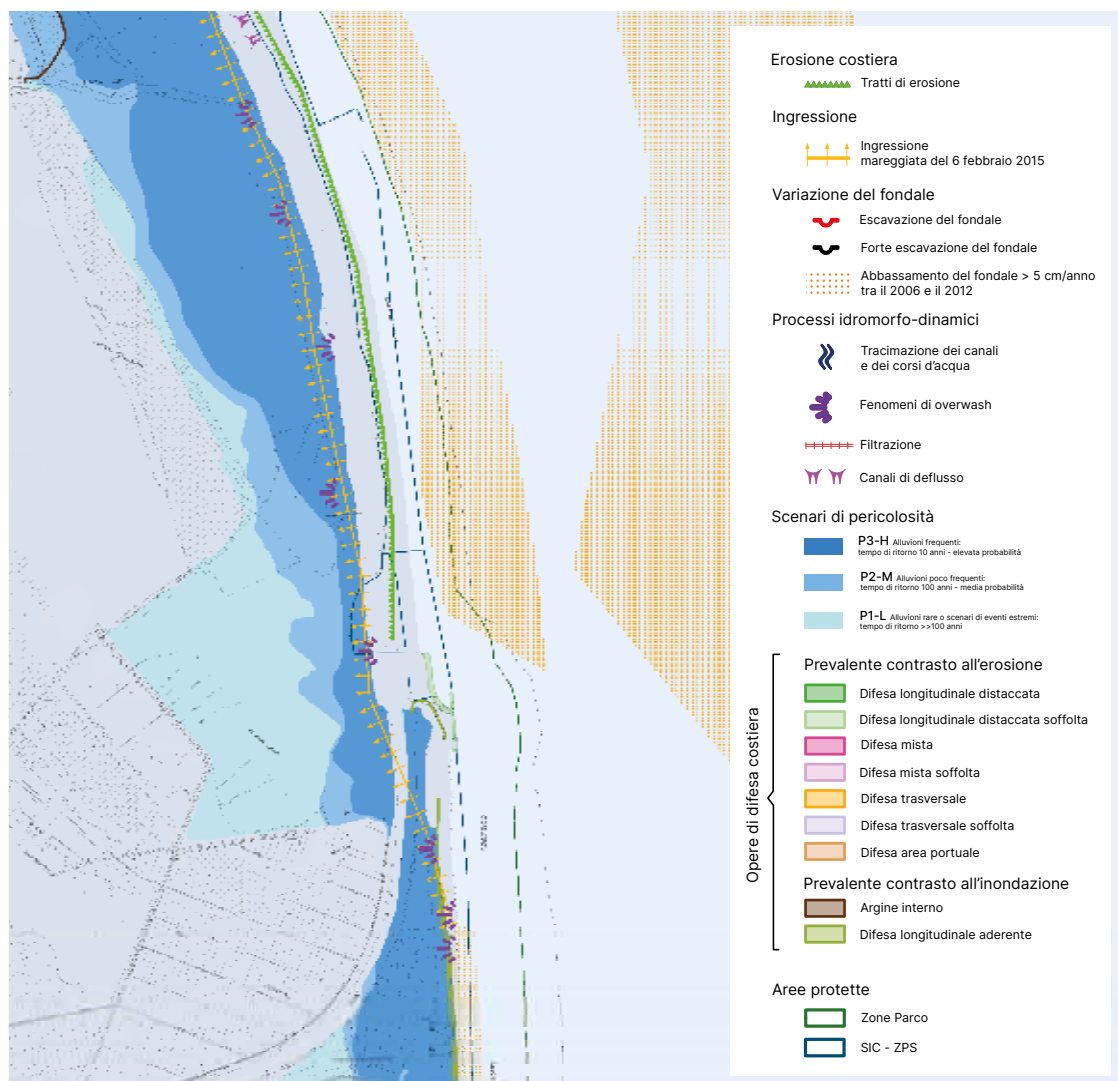


Figura 9.7. Stralcio della mappa delle criticità costiere Tavola 5 Foce Reno. Si osservano le campiture relative ai tre livelli di pericolosità per sommersione marina (Direttiva Alluvioni) dovuta ai *overwashing* con inondazione dell'area umida di retrospiaggia durante le mareggiate.

il rilievo tempestivo post-evento è la modalità più efficace per definire le aree interessate e i punti critici in cui si è realizzata l'ingressione, dove è necessario concentrare l'attenzione.

Le mappe di pericolosità sono state anche integrate nella cartografia delle criticità costiere alla scala 1:10.000 (https://geo.regione.emilia-romagna.it/cartografia_sgss/user/viewer.jsp?service=costa) in cui sono riportati gli indicatori del dissesto idrogeologico tra cui quelli relazionati all'inondazione marina, quali i ventagli di *washover*, cartografati su base foto-interpretativa e analizzando le mappe storiche.

La valutazione delle aree potenzialmente allagabili per i processi di lungo periodo richiede, oltre al modello digitale del terreno di dettaglio (DTM), la disponibilità dei dati di subsidenza, che servono a calcolare una possibile cartografia futura e delle proiezioni del livello del mare quali le stime dell'International Panel of Climatic Change – IPCC [5]. Con questo approccio è stato valutato il possibile incremento delle aree depresse della piana costiera emiliano-romagnola in uno scenario futuro al 2100 [6]. La combinazione di un aumento di 55 cm del livello del mare (basato sulle stime peggiori dell'IPCC AR5 del 2014) [5] e di un abbassamento del suolo calcolato proiettando a fine secolo i tassi di subsidenza del periodo 2006-2012, comporterebbe un aumento delle aree depresse, che attualmente corrispondono a circa 1200 km², di circa 346 km² ovvero di circa il 28%. Teniamo a precisare che attualmente, in alcuni settori del ravennate,

si registra un sensibile rallentamento della subsidenza, grazie alle diminuite estrazioni di gas dal sottosuolo e pertanto un aggiornamento dei calcoli mostrerebbe la mitigazione del fenomeno.

Un'ulteriore analisi, effettuata applicando il modello *in_Coastflood*, ha riguardato il calcolo dell'aumento delle aree allagabili per eventi di mareggiata con tempi di ritorno di 100 anni. In questo caso la valutazione è stata fatta per lo scenario ottimistico, che prevede un innalzamento del mare di 23 cm al 2100, e per lo scenario pessimistico di 55 cm valutati dall'IPCC [6]. Nel primo caso l'aumento delle aree allagabili risulterebbe essere di circa il 133%, mentre nel secondo caso del 236% in più rispetto alle condizioni attuali.



Figura 9.8. Esempio di inondazione marina a Cesenatico in occasione della mareggiata del 5-6 Febbraio del 2015.

La mareggiata del 22-23 novembre 2022

Il giorno 22 Novembre 2022 le coste dell'Emilia-Romagna sono state colpite da una mareggiata di forte intensità che si è protratta fino a tutta la mattinata del giorno successivo.

La boa ondometrica regionale era in manutenzione, tuttavia, i sensori di Venezia e Ancona hanno registrato un superamento continuo dell'onda significativa ($H_s=1.5$ metri), dalle prime ore del 22 novembre alle ore 16:00 del giorno successivo, con un periodo di picco nella mattinata del giorno 22 in cui H_s ha superato i 4 metri e una direzione prevalente da scirocco. Il fenomeno più rilevante che ha caratterizzato l'evento, tuttavia, è stato il surge ovvero il sopralzo del livello del mare determinato dalla 'bassa pressione atmosferica' in Adriatico associata a una marea astronomica, che in quei giorni sfiorava i valori massimi di 0,7-0,8 metri s.l.m.. Alcuni mareografi di Venezia hanno registrato un livello del mare di poco inferiori a 2 metri (Malamocco 1.97 metri), mentre il picco massimo registrato in Emilia-Romagna è stato 1.45 metri a Porto Garibaldi, che rappresenta il quarto valore più elevato dal 1946, dopo gli eventi del 1966, 1979 e 1992 (Fig. 9.9).

Con riferimento ai parametri utilizzati per la cartografia delle aree allagabili ai sensi della Direttiva Alluvioni (DIR 2007/60 CE), si è trattato di un evento con tempo di ritorno di circa 50 anni.

Come si osserva sempre più spesso, anche questo evento è stato caratterizzato dal protrarsi di condizioni di 'acqua alta' oltre la fine dell'evento di mareggiata. Fino al 25 novembre sono infatti avvenuti altri quattro superamenti della soglia di attenzione per il livello del mare che, nell'ambito del sistema di allertamento regionale è di 0.8 metri (Fig. 9.10). Questo fenomeno è determinato dalle sesse, ovvero le oscillazioni libere della superficie del mare che, in un bacino semichiuso come quello Adriatico, possono persistere anche per diversi giorni dopo la cessazione dei fattori perturbativi che le hanno innescate.

La mareggiata ha determinato un numero elevato di danni sul territorio: nel database delle mareggiate (in_Storm), sono stati catalogati 43 impatti che interessano tutti i punti critici della costa regionale con diversi livelli di gravità (Fig. 9.11). Si tratta, in particolare, di erosione dei litorali, ingressioni marine, tracimazioni di canali, danni alle opere di difesa costiera e agli stabilimenti balneari, concentrati soprattutto nel territorio ferrarese.

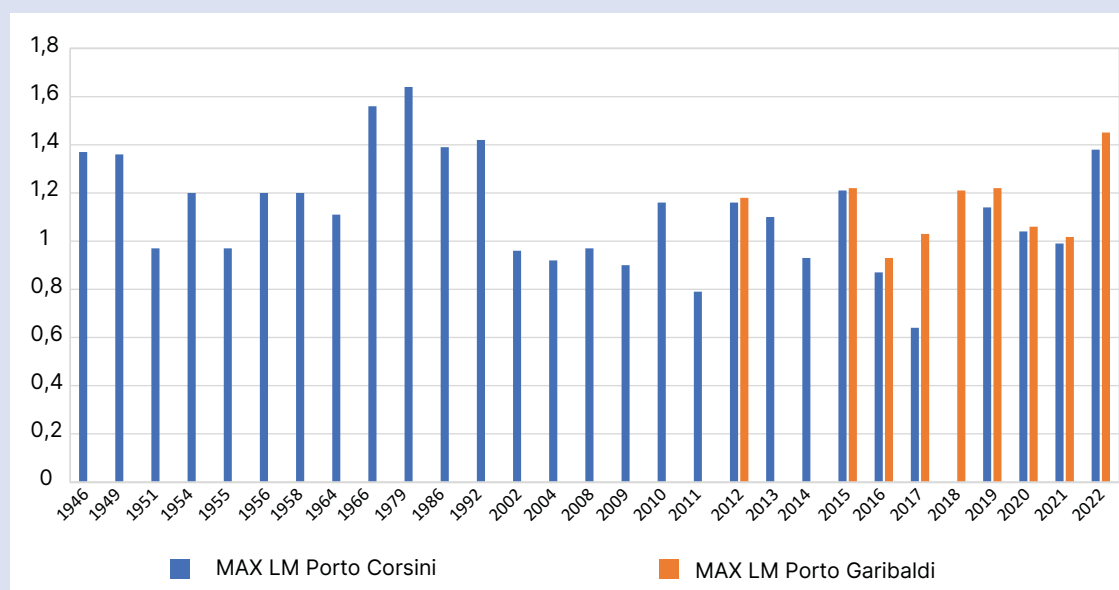


Figura 9.9. Massimi valori di Livello del Mare (LM), per anno, a partire dal 1946 registrati al mareografo di Porto Corsini e, a partire dal 2012 anche al mareografo di Porto Garibaldi.

A causa del prolungarsi dell'evento, l'argine di protezione invernale è stato fortemente intaccato o completamente eroso esponendo per giorni il territorio a un elevato rischio. Alcuni centri abitati, come Volano, Porto Garibaldi, Punta Marina, Lido di Savio e Marina di Ravenna hanno subito parziali o gravi allagamenti.

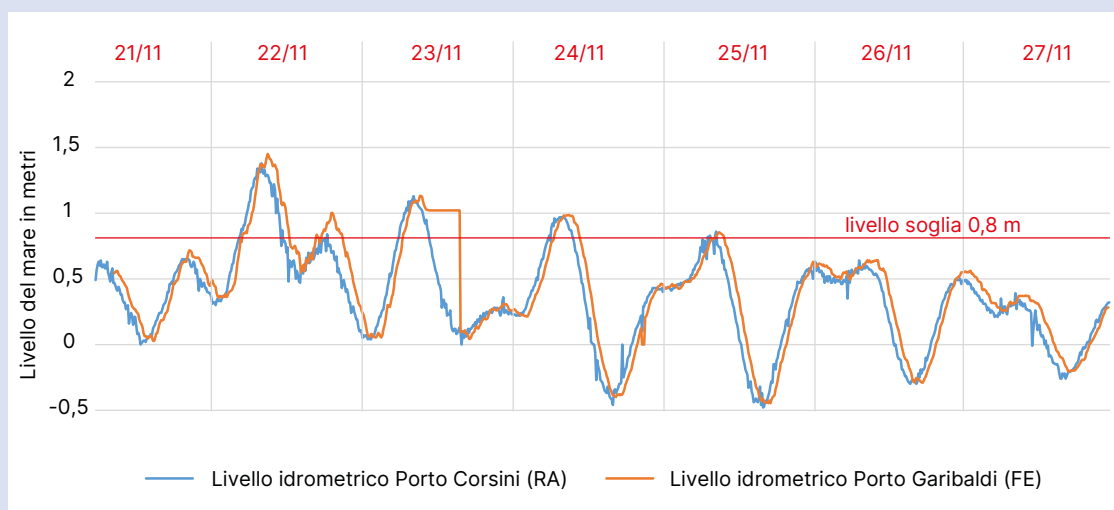


Figura 9.10. Confronto tra i valori di Livello del Mare (LM), registrati a Porto Corsini e Porto Garibaldi dal 22 al 27 novembre 2022.



Figura 9.11. Alcuni effetti della mareggiata sul litorale: in alto a sinistra, erosione dell'argine invernale nel riminese; in alto a destra, rottura dell'argine denominato 'della Madonnina' a Volano (FE); in basso, sommersione marina della spiaggia e della duna al Lido di Volano.

9.3 La subsidenza

La subsidenza, in ambito costiero, può accentuare diverse problematiche costiere. Nello studio dei rischi costieri è necessario comprendere le componenti geologiche del fenomeno, quelle antropiche, e monitorare i movimenti del suolo.

Fattori predisponenti:

- assetto geodinamico;
- quadro stratigrafico del sottosuolo;
- azione antropica (estrazione fluidi dal sottosuolo, urbanizzazione, bonifiche).

Il fenomeno della subsidenza, oltre ad essere una criticità per l'efficienza del reticolo idrografico e per l'integrità delle infrastrutture, può accentuare altre problematiche quali l'erosione dei litorali, la propensione all'inondazione marina e la salinizzazione degli acquiferi.

La misura della subsidenza è una pratica decennale, diffusa e collaudata, e si avvale di diverse tecniche quali installazione di assestimetri, livellazioni topografiche, stazioni GPS e interferometria satellitare. La comprensione del fenomeno è un argomento strettamente geologico e si basa sull'analisi stratigrafico-sedimentologica delle successioni sedimentarie e sulla definizione del contesto geodinamico.

Risultati particolarmente interessanti provengono dagli studi che si fondano sul confronto tra le mappe della subsidenza disponibili per diversi periodi, l'assetto geologico e i principali eventi di sollecitazioni/perturbazioni applicate al sottosuolo come, ad esempio, l'avvio o la conclusione di prelievi di fluidi, l'attività di bonifica o ancora il carico delle aree urbane.

In Emilia-Romagna, la componente della subsidenza dovuta a processi naturali, quali la compattazione dei sedimenti e lo sprofondamento tettonico, è importante e ammonta a circa qualche millimetro l'anno (si veda cap. 1); a questa si somma la subsidenza antropica che localmente può eccedere di un ordine di grandezza il contributo naturale.

In passato, lo studio lungo la costa dell'Emilia-Romagna è stato particolarmente focalizzato sugli impatti dei prelievi idrici e dell'estrazione degli idrocarburi.

In particolare...

La subsidenza antropica nel settore costiero

Nella seconda metà del XX secolo, l'intensificazione dello sfruttamento delle risorse idriche sotterranee e dei giacimenti di metano, ubicati in prossimità della costa, ha accentuato fortemente la subsidenza della fascia litoranea.

Le prime estrazioni di idrocarburi hanno interessato l'area del delta del Po, dove il prelievo delle acque metanifere ha prodotto un abbassamento del suolo stimabile in circa 8 cm/anno nel periodo 1958-1967 [10] con abbassamenti complessivi fino a 3-4 metri e drammatici effetti sul sistema idraulico e sugli ecosistemi [11]. Il primo pozzo a mare è stato perforato davanti a Ravenna nel 1960 inaugurando la produzione europea di gas dei giacimenti offshore (Assomineraria - RIE 2012). Attualmente, delle 25 concessioni presenti lungo la costa emiliano-romagnola fino al limite delle acque territoriali (dati Unmig, 2022), 12 sono produttive. A partire dal 2010, lo sfruttamento del gas dei giacimenti offshore è fortemente diminuito fino a raggiungere valori totali annui pari al 14% rispetto al 1998, anno di picco della produzione di quest'area (dati elaborati sulla base delle informazioni pubblicate dal Ministero dell'Ambiente e della Sicurezza Energetica <https://unmig.mite.gov.it/ricerca-e-coltivazione-di-idrocarburi>). Il principale processo che influisce sulla subsidenza è quello della depressurizzazione dei serbatoi dovuta all'estrazione dei fluidi che innesca la compattazione e la deformazione dei livelli sedimentari

sepolti con conseguente diminuzione di volume. L'impatto dei prelievi si manifesta in un intorno conico-concentrico che può coinvolgere porzioni della costa causando accelerazioni nell'abbassamento del suolo. I tassi più elevati di subsidenza costiera legati alle attività di estrazione di idrocarburi si registrano in corrispondenza del giacimento Dosso degli Angeli, che si trova a terra in prossimità di foce Reno, e del giacimento A.C.27.EA. (Angela-Angelina) che si sviluppa prevalentemente a mare con una propaggine in corrispondenza della foce di Fiumi Uniti. In entrambi i casi, i valori massimi di subsidenza si attestano intorno ai 20-25 mm/anno e sono stati registrati in concomitanza o immediatamente a valle dei picchi di produzione, alla fine degli anni '80 per Dosso degli Angeli e nel 1999 per Angela-Angelina.

Il pompaggio di acqua dal sottosuolo, per scopi industriali, agricoli e zootecnici, può avere impatti simili; esso ha provocato abbassamenti del terreno di oltre 1-2 metri nella zona industriale di Ravenna, con tassi fino a 7-8 cm/anno tra il 1972 e il 1977, mentre a Cesenatico, tra il 1984 e il 1987, si sono registrati abbassamenti di circa 5 cm/anno [12]. Proprio queste dinamiche hanno portato alla emanazione della Legge regionale n. 845 del 1980 che ha imposto la drastica riduzione dei prelievi di acque dal sottosuolo.

L'attività umana ha influenzato la subsidenza anche attraverso altre pratiche, quali l'urbanizzazione e la bonifica. Nonostante sia ancora difficile quantificare l'incidenza di questi fattori, a causa della mancanza di studi specifici sull'argomento, è noto che le aree bonificate siano andate incontro a un abbassamento del suolo, anche metrico, attribuito a una riduzione di volume per ossidazione dei livelli organici [13]. La crescita urbana su suolo naturale può essere responsabile dei picchi nei tassi di subsidenza osservati in corrispondenza delle nuove aree di espansione e attribuiti alla compattazione da carico dei sedimenti presenti nel primo sottosuolo di queste aree.

Il contributo dell'urbanizzazione costiera risulta evidente quando si correlano i punti di subsidenza elevata con le modificazioni dell'uso del suolo e, in particolare, quando ampi settori sono edificati ex novo (Fig. 9.12). Localmente tale fenomeno può raggiungere anche 1-2 cm/anno e la durata di tale contributo è limitata al periodo di assestamento del sottofondo del manufatto.

Gli effetti del carico urbano sono strettamente collegati alla natura del sottofondo e pertanto è necessario comprendere come si compattano i depositi costieri finiti del primo sottosuolo e



Figura 9.12. Aree con picchi di subsidenza (intervallo 2012-2016), in rosso, correlabili con le modificazioni dell'uso del suolo e con la costruzione di nuovi edifici.

stimare i parametri geotecnici in gioco. A tal fine, dal 2013, si è deciso di istituire due stazioni pilota presso Lido di Classe e Gorino. In ciascuna stazione, sono stati effettuati un carotaggio continuo con prelevamento di campioni indisturbati, tre prove penetrometriche (CPTU) e nel foro di sondaggio è stato installato un assestometro (strumento che misura la dilatazione/contrazione della successione sedimentaria) ancorato alla base dei depositi olocenici. Sui campioni indisturbati sono state eseguite prove edometriche che hanno evidenziato come la consolidazione non sia terminata; in alcuni casi, i sedimenti conservano ancora una struttura "aperta" ovvero presentano un ulteriore volume che può essere compattato determinando abbassamenti consistenti.

La misura dell'assestometro di Lido di Classe mostra un progressivo e generale abbassamento del suolo di circa 0.75-1 mm/anno dovuto alla consolidazione in corso della sequenza sedimentaria dei primi 30 metri per il solo carico litostatico; la registrazione dell'assestometro di Gorino risulta più complessa essendo dominata da forti oscillazioni stagionali.

9.4. L'intrusione salina nell'acquifero costiero

L'acquifero costiero ha sede nei depositi sabbiosi delle spiagge emiliano-romagnole, si estende nel sottosuolo con uno spessore variabile fino a un massimo di circa 30 metri e prosegue verso mare entrando direttamente a contatto con le acque salate e dunque più pesanti dell'Adriatico che tendono a entrare naturalmente verso terra costituendo un cuneo di acque salate al di sotto delle acque dolci.

Fattori predisponenti:

- stratigrafia del sottosuolo;
- geomorfologia costiera;
- acqua salata/salmastra nel reticolo idrografico costiero;
- erosione costiera, spianamento delle dune;
- innalzamento del livello del mare;
- subsidenza;
- pompaggi.

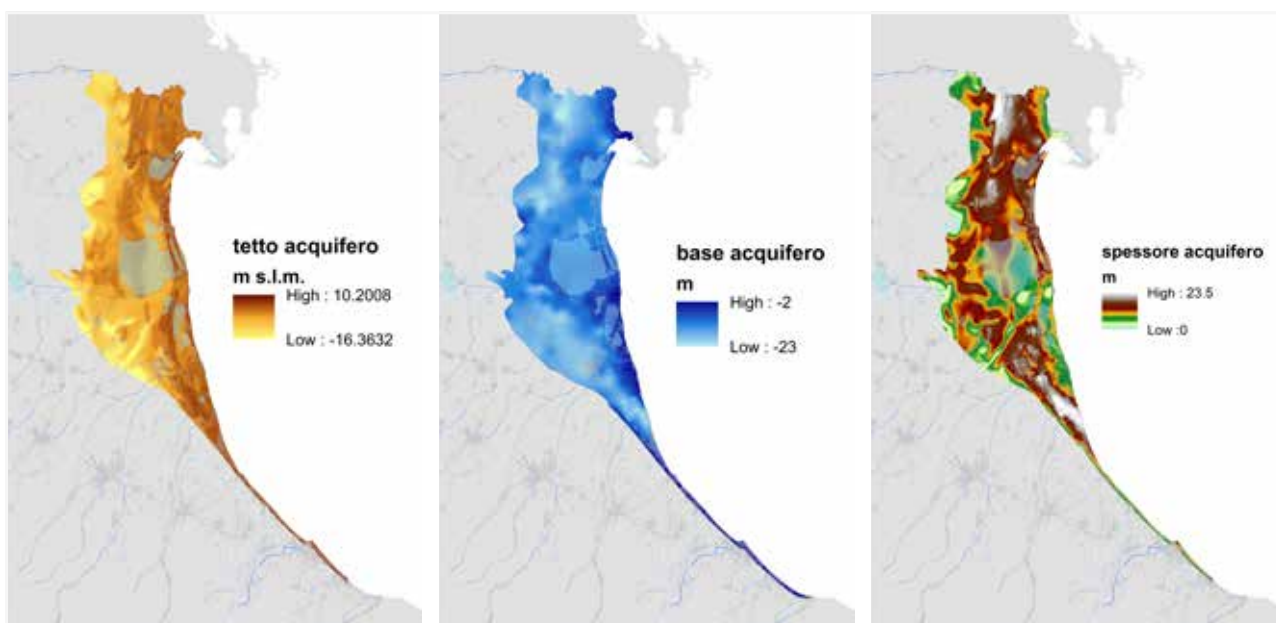


Figura 9.13. Mappa del tetto dell'acquifero (a sinistra), della base (al centro) e dello spessore (a destra).

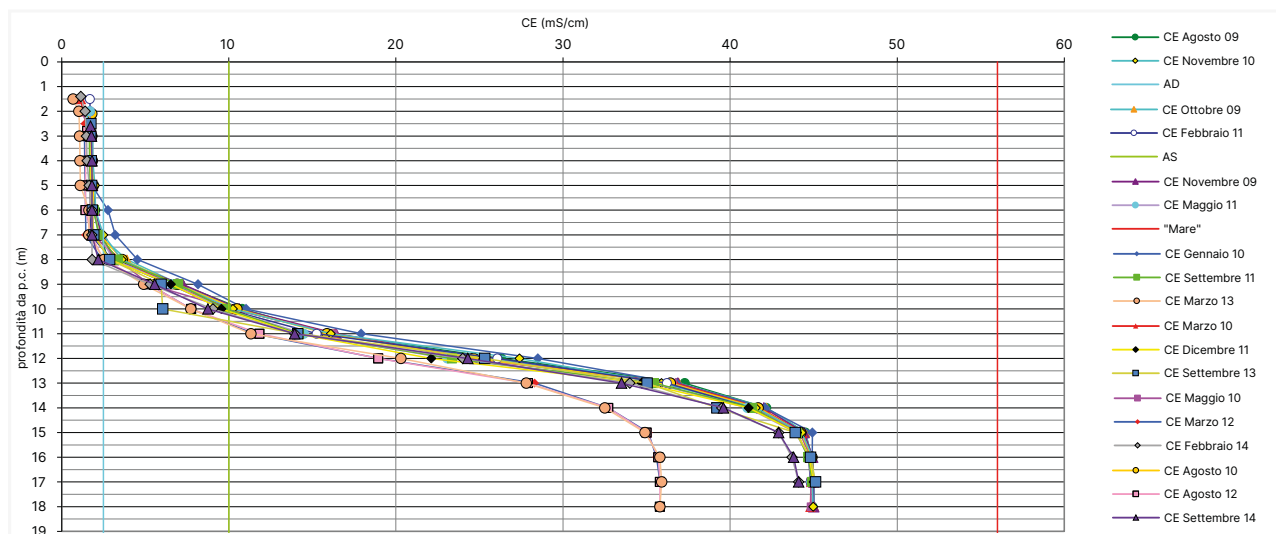


Fig. 9.14. Dati relativi a CE nel piezometro P18 nel periodo 2009-2014.

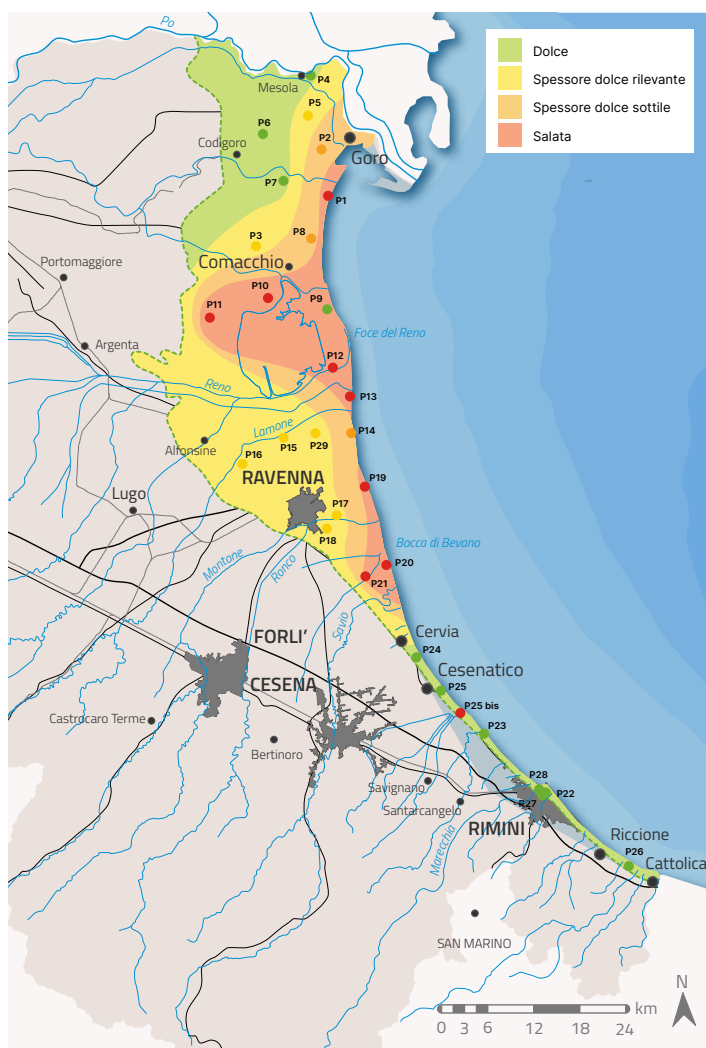


Figura 9.15. Distribuzione dell'acqua dolce e salata nella piana costiera regionale basata sulla presenza e sullo spessore di acqua dolce al di sopra della zona di transizione (modificato da [16]).

Nel sottosuolo della costa bassa e sabbiosa esiste un naturale equilibrio tra l'acqua dolce di falda e l'acqua salata del mare che può essere perturbato da diversi fattori e causare un avanzamento del fronte salato verso l'entroterra. Per comprendere tale fenomeno è necessario disporre di un quadro completo della stratigrafia dell'acquifero e delle attività antropiche che insistono su di esso (prelievi, ricariche, ecc.), oltre che delle informazioni riguardanti la qualità e le dinamiche delle acque di falda.

La presenza di acqua salata nell'acquifero costiero superficiale, non confinato o parzialmente confinato, è un fenomeno ricorrente e noto in Emilia-Romagna [13;14]. Come diretta conseguenza dell'assetto stratigrafico e litologico del sottosuolo, l'acquifero si identifica nei depositi sabbiosi di cordone litorale che segnano il confine tra terra e mare; l'acqua di mare tende naturalmente a penetrare verso la terraferma, anche attraverso le foci fluviali e dei canali e si diffonde dagli alvei nel sottosuolo, [15] mentre l'acqua dolce si raccoglie a seguito delle precipitazioni e della dispersione dei corsi d'acqua e dei canali sotto forma di lenti più o meno estese [16].

La Regione Emilia-Romagna ha realizzato una serie di indagini geognostiche per poter caratterizzare fisicamente l'acquifero (Fig. 9.13) e ha installato, originariamente, 30 piezometri per definire la distribuzione dell'interfaccia acqua dolce/acqua salata, con profondità comprese tra 7 e 21 metri. Attualmente, la rete consta di 25 piezometri regolarmente monitorati lungo l'intera piana costiera regio-

nale. I dati piezometrici sono consultabili attraverso il webgis regionale “Sistema informativo dell’assetto e dell’evoluzione della costa” (https://geo.regione.emilia-romagna.it/cartografia_sgss/user/viewer.jsp?service=costa).

In ogni piezometro vengono misurati la soggiacenza della falda e l’andamento con la profondità della conducibilità elettrica specifica (CE, in mS/cm) (Fig. 9.14), della temperatura (T, in °C) e del TDS (Total Dissolved Solids, in g/l). Le misure sono effettuate ogni metro con una sonda multi-parametrica portatile dotata di cavo graduato.

Per convenzione si definiscono “dolci” le acque con conducibilità elettrica inferiore a 2.5 mS/cm e “salate” quelle con valori superiori a 30 mS/cm, nel mezzo si pongono le acque salmastre. I risultati a scala regionale del primo anno di monitoraggio (2010) sono rappresentati in Fig. 9.15 e mostrano come il settore fronte mare sia contaminato dall’acqua salina nella piana costiera ravennate e ferrarese e come questa si addentri nell’entroterra in corrispondenza delle Valli di Comacchio; a nord si osserva un ampio settore interno di acque dolci, attribuito all’influenza del corso del fiume Po, mentre a sud, tra Cervia e Riccione, è presente sempre una lente di acqua dolce consistente al di sopra delle acque salmastro/salate. Questo assetto generale delle acque sotterranee è stato rilevato, con leggere variazioni, anche negli anni successivi.

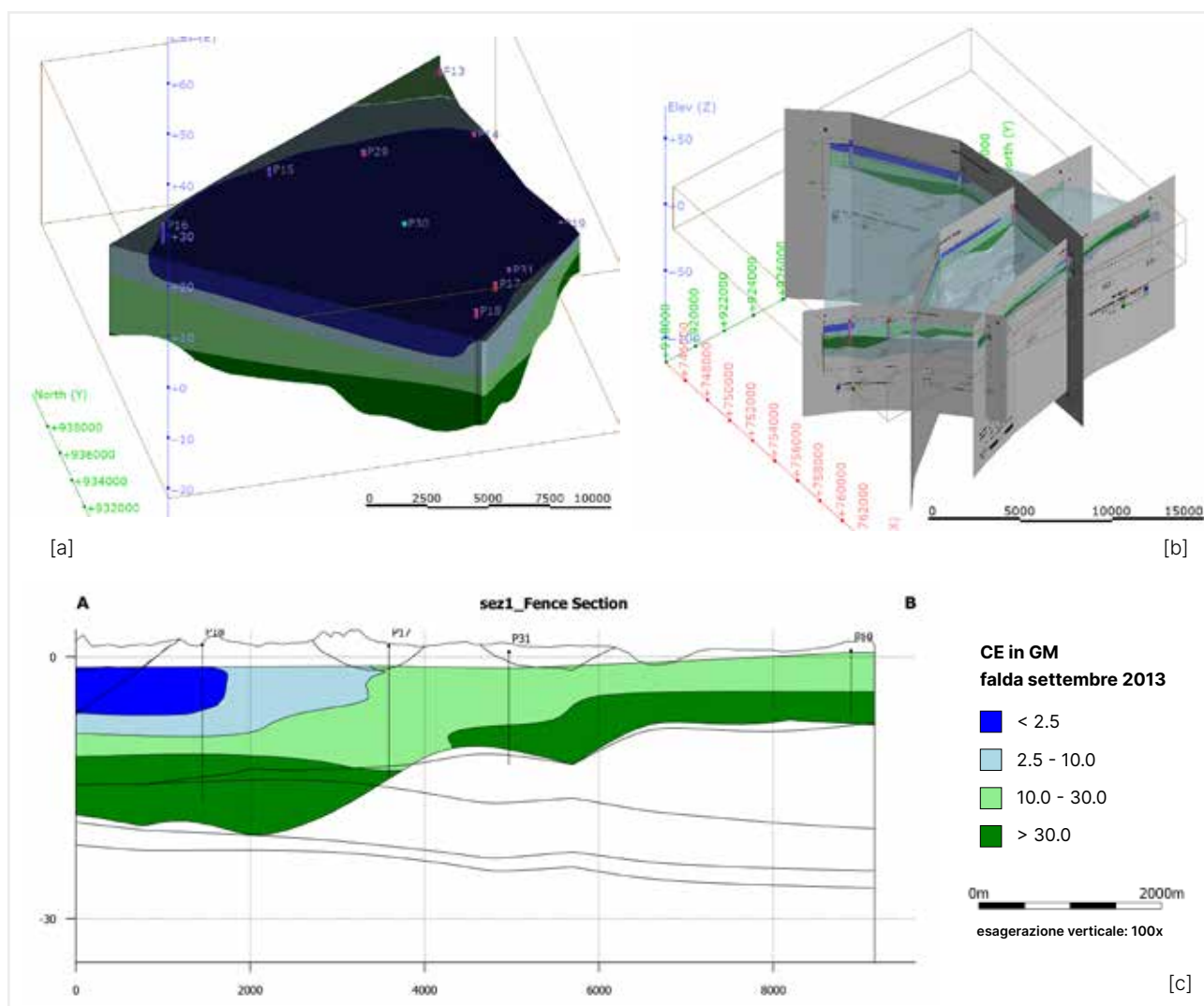


Figura 9.16. Integrazione dei dati conducibilità elettrica (CE) con il modello geologico: a) variazione tridimensionali della CE all’interno dell’acquifero; b) rete di sezioni estratte dal modello 3D; c) sezione con unità geologiche (linee nere) e distribuzione della CE all’interno della falda (aree campite a colori).

A distanza di oltre 10 anni, nel 2021, è stata stimata nella zona ferrarese e nella parte nord di quella ravennate un generale aumento della temperatura media della falda e una variazione significativa della conducibilità elettrica media: a volte un aumento, come nei piezometri più prossimi alla costa, dove è possibile una progressiva infiltrazione di acqua marina per ridotta ricarica di acqua dolce; a volte una diminuzione, come nei settori interni agricoli, dove può essere aumentato l'utilizzo di acqua di irrigazione. Questi fenomeni sono stati associati ai cambiamenti del clima [17; 18]. In occasione del progetto europeo GEOERA-Tactic (2018-2021), sono stati condotti ulteriori studi in un'area pilota della costa ravennate, attraverso l'integrazione dei dati con un approccio di modellazione tridimensionale (Fig. 9.16) [19] e considerando le quattro campagne di monitoraggio nel periodo 2009-2019 (Tab. 9.1).

Questi studi hanno approfondito la conoscenza dell'assetto geologico dell'acquifero costiero e della distribuzione delle acque dolci e salate al suo interno permettendo di quantificare il volume dell'acquifero interessato da intrusione di acqua salmastra e salata che varia tra il 79% e il 61% sul totale.

	Ottobre 2009	Marzo 2010	Settembre 2013	Ottobre 2019
Volume totale dell'acqua di falda (mc)	2.543.800.000	2.755.700.000	2.607.700.000	2.664.500.000
Volume di acqua di falda con CE>10 mS/cm (mc)	2.008.530.000	1.681.840.000	1.916.780.000	1.656.360.000
% di CE>10	79	61	74	62
Volume di acqua di falda con CE>30 mS/cm (mc)	930.530.000	608.740.000	865.480.000	657.940.000
% of CE>30	37	22	33	25

Tabella 9.1. Volume di acqua totale e salmastra/salata all'interno della falda acquifera (periodo (2009-2019)).

9.5. La liquefazione delle sabbie costiere

La liquefazione avviene quando la resistenza al taglio dei terreni si riduce drasticamente per effetto dell'incremento e dell'accumulo delle pressioni interstiziali a causa di un sisma. Si tratta di un fenomeno spesso distruttivo e devastante che può generare abbassamenti e sollevamenti del terreno, collasso di opere di sostegno, banchine portuali e altro.

Le condizioni predisponenti alla liquefazione sono:

- terremoti con magnitudo superiore a 5;
- accelerazione orizzontale massima PGA > 0.1g e una durata di 15-20 secondi;
- sabbie in falda entro 15-20 metri dal piano campagna.
- ricorrenza storica del fenomeno.

In un sistema costiero, gli ambienti più esposti al fenomeno della liquefazione sono i cordoni litorali, dove le sabbie hanno spessori di parecchi metri e la falda è superficiale.

Diversi studi promossi dalla Regione Emilia-Romagna hanno evidenziato come nell'area costiera regionale esistano le condizioni sismiche e geotecniche predisponenti al fenomeno [20; 21].

Sulla base delle conoscenze geologiche e degli studi di microzonazione sismica disponibili, sono state elaborate le mappe della distribuzione delle sabbie costiere (Fig. 9.17a) e delle zone ad elevata pericolosità di liquefazione (indice del potenziale di liquefazione $IL > 5$, per $TR=475$ anni, Fig. 9.17b) in una fascia estesa per 2 km dalla linea di costa [22]. La mappa evidenzia che il settore costiero con maggiore suscettibilità alla liquefazione è quello compreso tra Cattolica (RN), a sud, e Marina Romea (RA), a nord. Nel settore settentrionale della provincia di Ravenna e lungo la costa ferrarese, all'interno della fascia costiera, il rischio di liquefazione è nullo o basso, al più moderato ($IL < 5$, per $TR=475$ anni), perché, sebbene siano presenti sabbie sature nei primi 15 m, le azioni sismiche sono piuttosto basse in termini di accelerazioni attese al sito ($a_{max} < 0,125g$) e soprattutto di magnitudo ($M \leq 5,3$, Fig. 9.17b).

Lo studio della propensione di un terreno alla liquefazione parte necessariamente dal quadro conoscitivo geologico: alla scala regionale, l'analisi è significativa con un numero elevato di dati (ad esempio prove penetrometriche); alla scala locale, sono fondamentali gli studi di microzonazione sismica che si possono avvalere anche di analisi geotecniche di laboratorio specifiche.

Nell'ambito degli studi di microzonazione sismica, realizzati a scala comunale e coordinati dalla Regione Emilia-Romagna, al fine di supportare una pianificazione urbanistica compatibile con la locale pericolosità sismica, sono state condotte analisi maggiormente approfondite e specifiche su questo tema, con indagini dedicate e analisi di laboratorio. In essi sono stati considerati eventi sismici con Magnitudo da 5.3 a 6.14 (Fig. 9.17b), che localmente possono produrre cedimenti del terreno post-sisma significativi.

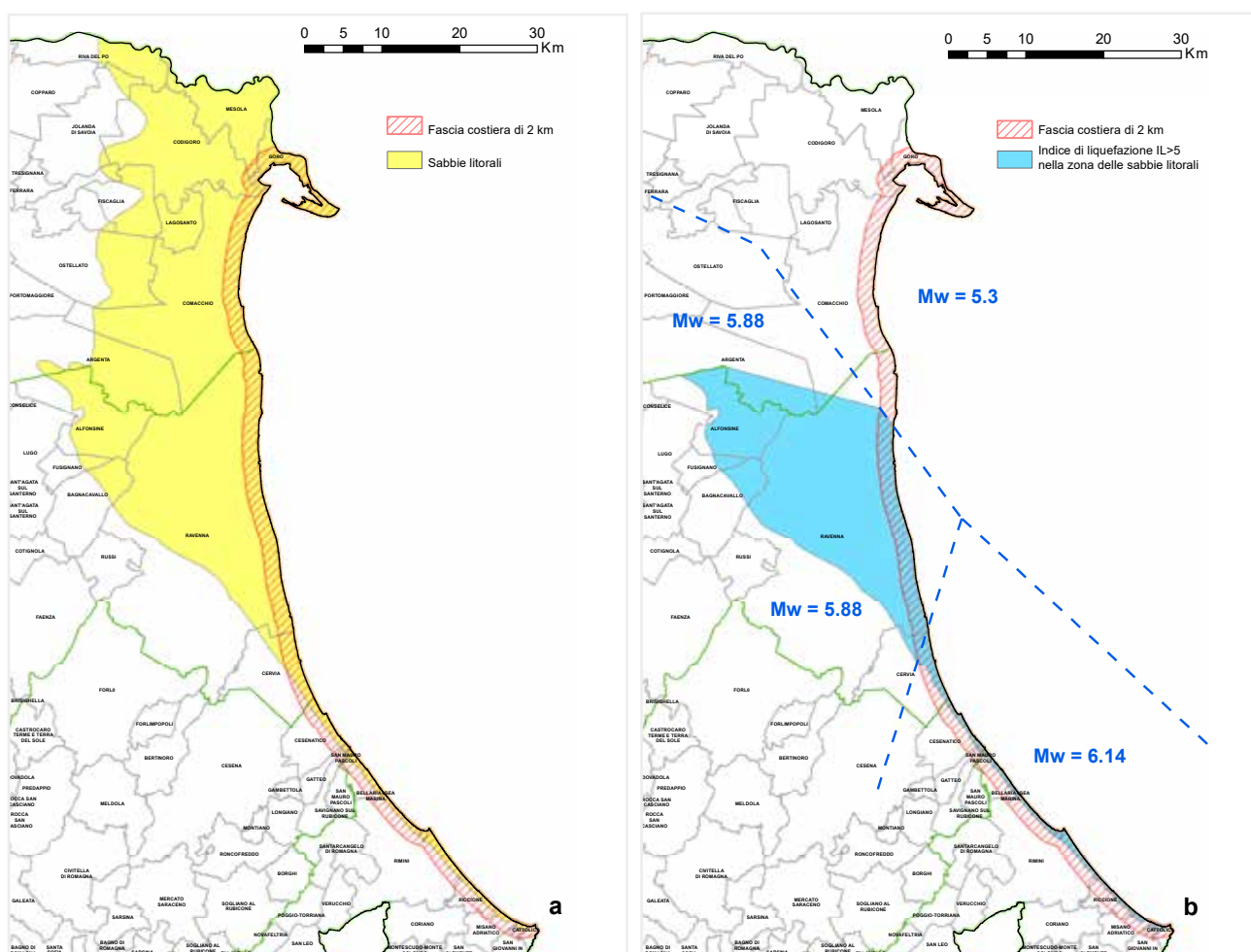


Figura 9.17. a) Mappa della distribuzione delle sabbie litorali in affioramento e nel primo sottosuolo (fino a circa 15 metri di profondità da piano campagna) che individua le aree potenzialmente liquefacibili nella piana costiera; b) mappa delle aree con sabbie litorali con indicazione dei valori di magnitudo considerati (M_w) e dell'indice di potenziale liquefazione elevato, $IL > 5$ per $TR=475$ anni.

BIBLIOGRAFIA

- [1] Arpae - Regione Emilia-Romagna (2020). Stato del litorale emiliano-romagnolo al 2018. Erosione e interventi di difesa. I quaderni di Arpae, pp 224, ISBN 978-88-87854-48-0.
- [2] Calabrese L., Luciani P. & Perini L. (2021). A review of impact of subsidence induced by gas exploitation on coastal erosion in Emilia-Romagna, Italy. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 62, 2, 279-300.
- [3] Elmi C., Ghirotti M., Marabini F., Zaghini M., Martina M., Del Grande C. & D'Angeli T. (2006). Processi erosivi e trasporto solido nel bacino del Conca. Rapporto tecnico elaborato dall'Università di Bologna per conto dell'Autorità Interregionale Conca Marecchia.
- [4] Perini L. & Calabrese L. (a cura di) (2010). Il sistema mare-costa dell'Emilia-Romagna; Bologna: Pendragon. Monografie, ISBN 978-888342847.
- [5] IPCC (2021). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., Zhai P., Pirani A., Connors S.L., Péan C., Berger S., Caud N., Chen Y., Goldfarb L., Gomis M.I., Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J.B.R., Maycock T.K., Waterfield T., Yelekçi O., Yu R., & Zhou B. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2391 pp. doi:10.1017/9781009157896
- [6] Perini L., Calabrese L., Luciani P., Olivieri M., Galassi G. & Spada G. (2017). Sea-level rise along the Emilia-Romagna coast (Northern Italy) in 2100: scenarios and impacts. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 17, 2271-2287, 2017
- [7] Perini L., Calabrese L., Deserti M., Valentini A., Ciavola P. & Armaroli C. (a cura di) (2011). *Le Mareggiate e gli impatti sulla costa in Emilia-Romagna, 1946-2010. I quaderni di Arpa*, pp. 141. Arpa Emilia-Romagna, Bologna, ISBN 88-87854-27-5.
- [8] Perini L., Calabrese L., Luciani P. & Salerno G. (2013). Applicazione del D.Lgs. 49/10 in ambito costiero», in *Atti della XIV Conferenza Italiana Utenti ESRI*, Roma 18-19 Aprile 2013.
- [9] Perini L., Calabrese L., Lorito S. & Luciani P. (2015). Il Rischio da mareggiata in Emilia-Romagna: l'evento del 5-6 Febbraio 2015. *Il Geologo*, 53, 8-17.
- [10] Caputo M., Pieri L. & Unguendoli M. (1970). Geometric investigation of the subsidence in the Po Delta, *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 13(47), 187-207.
- [11] Corbau C., Simeoni U., Zoccarato C., Mantovani G. & Teatini P. (2019). Coupling land use evolution and subsidence in the Po delta, Italy: revising the past occurrence and prospecting the future management challenges. *Sci. Total Environ.*, 654, 1196-1208.
- [12] Gambolati G. & Teatini P. (1998). Numerical analysis of land subsidence due to natural compaction of the Upper Adriatic Sea basin. *CENAS, Coastline Evolution of the Upper Adriatic Sea due to Sea Level Rise and Natural and Anthropogenic Land Subsidence*, Chapter 5, 103-131, 1998.
- [13] Tosi L., Carbognin L., Teatini P., Rosselli R. & Gasparetto Stori G. (2000) - The ISES Project subsidence monitoring of the catchment basin south of the Venice Lagoon (Italy). In: *Land subsidence : proceedings of the Sixth international symposium on Land subsidence*, Ravenna, Italia, 24-29 settembre 2000. C.N.R., Gruppo nazionale per la difesa dalle catastrofi idrogeologiche, Perugia, 113-126, ISBN 88-87222-06-1.
- [14] Gargini A., Spensieri P. & Rossi M. (2001). Monitoraggio dei parametri idrogeologici ed idrochimici dell'arete freaticometrica costiera della provincia di Ferrara nel periodo 1989-1999. Università degli Studi di Ferrara, provincia di Ferrara, Italia tipo-litografia (Fe).
- [15] Antonellini M., Minchio A. & Gabbianelli G. (2007). L'Intrusione Salina negli Acquiferi Costieri Emiliano-Romagnoli. In: *Pianificazione e tutela del territorio costiero. Questioni, metodi, esperienze a confronto (Ambiente & Territorio)*, RIMINI, Maggioli Ed., 127, 8-16.
- [16] Arpae-Regione Emilia-Romagna (2021). *Valutazione dello stato delle acque superficiali fluviali 2014-2019. Versione settembre 2021.*
- [17] Bonzi L., Calabrese L., Severi P. & Vincenzi V. (2010). L'acquifero freatico costiero della regione Emilia-Romagna: modello geologico e stato di salinizzazione. *Il Geologo dell'Emilia-Romagna*, 39, 21-34.

- [18] Severi P. (2022). Capitolo 1.2.5 del Quadro Conoscitivo - Allegato I - Strategia Regionale di Gestione Integrata per la difesa e l'adattamento della costa ai cambiamenti Climatici (GIDAC) <https://ambiente.regione.emilia-romagna.it/it/geologia/geologia/costa/il-quadro-conoscitivo-della-strategia-gidac>
- [19] Geoera-Tactic (2021). WP5 Pilot description and assessment - Ravenna phreatic aquifer. Deliverable D5.2.
- [20] Crespellani T., Madiati C. & Vannucchi G. (2003). CPT-based liquefaction hazard maps for an Italian coastal area. *Italian Geotechnical Journal*, 4, 46-65.
- [21] Facciorusso J. & Vannucchi G. (2009). Esempio di valutazione del potenziale di liquefazione su scala regionale secondo l'approccio deterministico e probabilistico. *Rivista Italiana di Geotecnica* 2, 34-57.
- [22] Martelli L. & Martini Al. (in prep.). Revisione e mappatura del potenziale di liquefazione su scala regionale. Comunicazione personale.

CASI DI STUDIO



A. IL DELTA DEL PO E SCANNO DI GORO127

Obiettivi e metodologia dello studio

Caratteristiche fisiche del sito

Dati utilizzati

Elaborazioni e risultati

Conclusioni

Bibliografia



B. IL LITORALE TRA FOCE RENO E LIDO DELLE NAZIONI140

Obiettivi e metodologia dello studio

Caratteristiche fisiche del sito

Una storia di inondazione e di erosione marina

Dati utilizzati

Elaborazioni e risultati

Conclusioni

Bibliografia

IL DELTA DEL PO E SCANNO DI GORO



Lo Scanno di Goro è un elemento particolare della costa emiliano-romagnola che svolge al contempo una funzione di difesa naturale per la laguna di Goro e di riserva di sabbia. Esso riveste anche una grande importanza paesaggistico-naturalistica ed è protetto dal Sito di interesse comunitario IT4060005-ZSC-ZPS e compreso all'interno del Parco Regionale Delta del Po. Lo Scanno svolge un ruolo fondamentale per la vita della laguna influenzando sul suo ricambio idrico, difendendola dalle mareggiate più intense e sostenendo le economie basate sull'allevamento dei molluschi. La dinamica litorale è estremamente attiva tant'è che in passato sono stati attuati numerosi interventi di dragaggio delle bocche di marea e nella parte terminale dello Scanno con lo scopo di mantenere in essere l'ambiente lagunare e le sue risorse.

Lo Scanno e la foce del Po di Goro costituiscono un deposito sabbioso naturale che è già stato sfruttato, in passato, per il ripascimento di altre spiagge in sofferenza. Tuttavia, oggi, in considerazione della crisi sedimentaria in cui versano i litorali regionali e degli effetti del cambiamento climatico, resta da capire se e con quale entità possa essere riproposta una tale scelta.

Il caso studio intende capire come lo Scanno possa evolvere in futuro e se possa continuare a svolgere le sue attuali funzioni. Per rispondere a queste domande è stato necessario, in primo luogo, ricostruire la genesi e l'evoluzione di questo elemento morfo-deposizionale, studiare le attuali dinamiche del fondale e, successivamente, elaborare un modello tridimensionale per valutare lo spessore delle sabbie potenzialmente disponibili.

Lo studio è stato affrontato applicando la metodologia proposta in questo volume, adattata alle peculiarità del sito in esame. Nel caso dello Scanno di Goro, a causa della sua spiccata dinamicità, è stato dato ampio spazio all'analisi delle cartografie storiche e delle immagini tele-rilevate per comprenderne l'evoluzione. L'esigenza di valutare la dinamica morfo-sedimentaria e i volumi dei corpi sabbiosi, anche per un possibile sfruttamento, ha portato poi ad estendere gli studi anche nel sottosuolo per la mappatura dei volumi dei depositi sabbiosi della spiaggia attiva e per effettuare stime sull'entità della risorsa disponibile.

Obiettivi e metodologia dello studio

Lo studio è stato realizzato al fine di valutare la sostenibilità di qualsiasi azione di sfruttamento della risorsa sabbia e per definire il ruolo che tale elemento morfologico potrà avere nella proiezione dei territori retrostanti in considerazione dei previsti scenari di innalzamento del livello del mare.

La caratterizzazione fisica e stratigrafico-sedimentologica dei depositi affioranti e sepolti e delle forme sedimentarie sotto-costa permette di ricostruire le fasi di sviluppo, di crescita e di erosione dello Scanno e di valutare lo stato e la possibile evoluzione della spiaggia attiva in questo tratto costiero.

Caratteristiche fisiche del sito

Lo Scanno o Scannone di Goro è una lunga freccia litorale (*spit*) sviluppata nel margine destro della foce del Po di Goro, attualmente estesa linearmente per circa 8 km considerando anche il banco sommerso alla sua estremità. Lo Scanno, che separa il mare Adriatico dalla Laguna o Sacca di Goro, si presenta leggermente arcuato e interrotto verso il margine occidentale da due canali principali.

Da un punto di vista morfologico, lo *spit* è costituito da una spiaggia con ampiezza variabile da pochi metri fino ad oltre 100 metri, con retrostanti dune che raggiungono raramente quote massime di 2.5 metri e sono stabilizzate dalla presenza di vegetazione erbacea specializzata (molte piante pioniere e amanti di suoli sabbiosi e salati) e alcuni filari di tamerici e olivastri.

Oltre alla porzione emersa dello scanno, dalle acque della laguna emergono le testimonianze dei cordoni relitti che oggi formano barene allungate parallele all'attuale Scanno, rivestite da fitti popolamenti di canneti e da vegetazione specializzata (salicorneti, prati salmastri, tifeti e lamineti).

Dati utilizzati

I dati utilizzati per lo studio dello Scanno di Goro sono:

- modelli digitali del terreno e del fondale (DTM, DBM);
- indagini geofisiche e geognostiche (profili CHIRP; sondaggi e prove penetrometriche);
- cartografia geologica, foto aeree, mappe storiche; in particolare, le principali fonti storiche analizzate sono:
 - carta del Territorio del Ferrarese (1814);
 - carta Storica Regionale (1853);
 - carta topografica IGM 1893-94;
 - carta batimetrica IIM 1901-05;
 - volo IGM 1931-1937;
 - foto aeree della Royal Air Force in Emilia-Romagna (1943-1944);
 - foto aeree del volo IGMI GAI 1954-1955.

Per quanto riguarda i modelli digitali del terreno (DTM) e del fondale (DBM), sono stati utilizzati:

- DTM (da rilievo LIDAR): 2004, 2008 (Piano Nazionale), 2010, 2019;
- DBM 1901-05, 1953, 2000, 2006, 2012;

Infine, sono state utilizzate le foto aeree relative agli anni: 1976, 1982, 1991, 1992, 1998, 2005, 2008, 2011, 2014, 2018, 2020 e la sequenza di immagini di Google Earth® fino al 2023.

Elaborazioni e risultati

Questi dati sono stati integrati e utilizzati per la caratterizzazione fisica e stratigrafico-sedimentologica dei depositi affioranti e sepolti e della spiaggia attiva.

L'interpretazione dei dati ha permesso di:

1. ricostruire la dinamica morfo-sedimentaria per valutare i processi, il flusso delle sabbie e, in ultimo, la capacità di ripristino della risorsa;
2. elaborare le cartografie tematiche relative ai corpi geologici del substrato per rappresentare le loro caratteristiche fisiche, geometriche e parametriche;
3. realizzare la modellazione geologica tridimensionale per valutare e visualizzare forme e geometrie 3D, i rapporti latero-verticali e i volumi dei corpi.

1) La dinamica morfo-sedimentaria generale

La genesi e l'evoluzione di questo elemento morfo-deposizionale è legata alla combinazione tra apporti fluviali del fiume Po e la deriva litoranea che si sviluppa, da est verso ovest ed è influenzata dall'interazione tra la forma del delta del Po e la dinamica marina litoranea in questo settore del Mar Adriatico [1].

La ricostruzione della dinamica morfo-sedimentaria è stata realizzata attraverso il confronto delle numerose immagini aeree, cartografie, mappe storiche e modelli digitali del terreno e dei fondali, presenti principalmente nel Sistema Informativo del Mare e della Costa della Regione Emilia-Romagna e in altri database regionali. I dati raccolti consentono di ricostruire l'evoluzione dello Scanno dai primi del XIX secolo al 2023 individuando il momento della sua nascita, una successiva fase di crescita e quella di consunzione ancora in corso:

- durante tutto l'800 si assiste a una fase di avanzamento verso mare della foce (progradazione) e di formazione di banchi sabbiosi al fronte (Fig. A.1.a);
- nella prima metà del '900, prende avvio una fase di rallentamento della progradazione della foce e inizio della dispersione, verso ovest, dei depositi del fronte deltizio (Fig. A.1.b);
- dalla seconda metà del '900 fino all'inizio del 2000 la freccia litorale subisce frammentazioni, arretramenti, assottigliamenti e parziali sommersioni (Fig. A.2).

L'evoluzione recente dello Scanno, come di tutta l'area del delta, è stata condizionata dall'impatto antropico sui processi naturali agenti in questo territorio che ha comportato:

- la riduzione dell'apporto solido fluviale a causa delle consistenti estrazioni in alveo dagli anni '50 fino agli anni '80 [2];
- la subsidenza accelerata nell'area del delta tra gli anni '40 e '60, legata alle estrazioni di acque metanifere che hanno determinato tassi di abbassamento del suolo fino a 8 cm/anno nel periodo dal 1958 al 1967 [3];
- le profonde modificazioni geomorfologiche legate alle ripetute escavazioni di canali lungo lo Scanno per favorire il ricambio idrico dentro la sacca e la costruzione di opere di difesa.

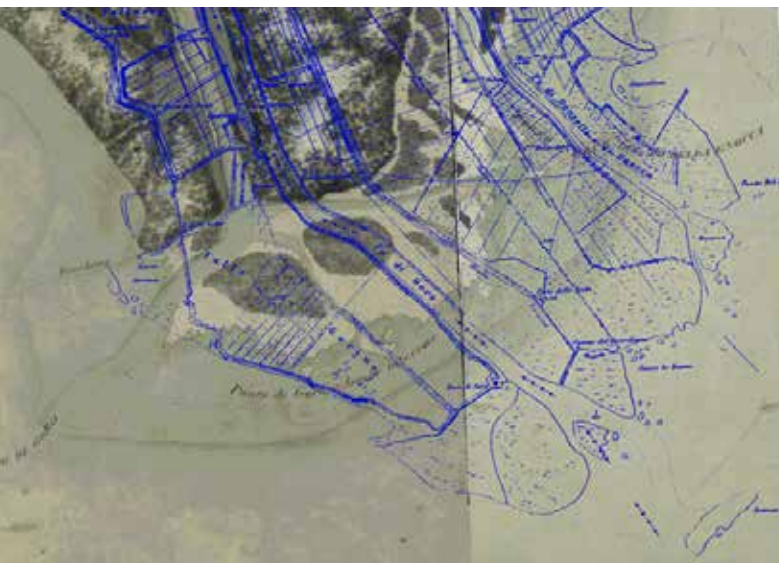
Questi fattori avrebbero contribuito ad accelerare il cambiamento ambientale dell'area, tanto da trasformare apparato di foce del Po da delta dominato dagli apporti fluviali a delta dominato dal moto ondoso [4].

Confronto tra cartografie storiche

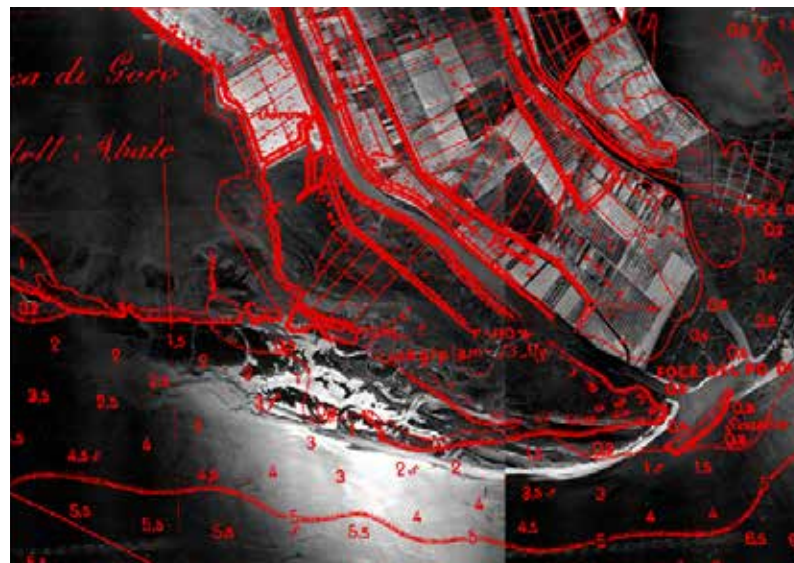
Questa analisi ha evidenziato che tra il 1814 e il 1954 (in circa 140 anni) la foce è avanzata di 5 km ovvero con un tasso di crescita di circa 36 metri all'anno, con conseguente chiusura del golfo e formazione della laguna. In questo periodo, lo Scanno fu abbondantemente alimentato e crebbe notevolmente. In particolare si osserva come nella prima metà del XX secolo, quando la foce forniva ancora un importante apporto sedimentario, lo Scanno avanzi ancora verso mare, lasciandosi alle spalle la parte più antica, ormai relitta (Fig. A.1). Successivamente lo Scanno si stabilizza e cresce in lunghezza. Dagli anni '50 inizia la fase erosiva che è ancora in atto (Fig. A.2).

Confronto tra i diversi modelli digitali dei fondali

Questa analisi ha evidenziato i cambiamenti morfologici avvenuti nel tempo, mostrando aree di erosione e accumulo (Fig. A.3). L'impossibilità di rendere omogenei i modelli più vecchi con quelli più recenti riguardo a risoluzione, dato di riferimento, georeferenziazione e distribuzione dei dati misurati, limita l'utilizzo di queste informazioni ad aspetti qualitativi piuttosto che quantitativi. Ogni immagine esprime la differenza di quota nell'intervallo di tempo racchiuso tra



[a] Carta del Territorio del Ferrarese (1814) e Carta topografica IGM 1893-94



[b] Carta topo-batimetrica storica (IIM 1901-05) e Immagini aeree (volo GAI, 1954)

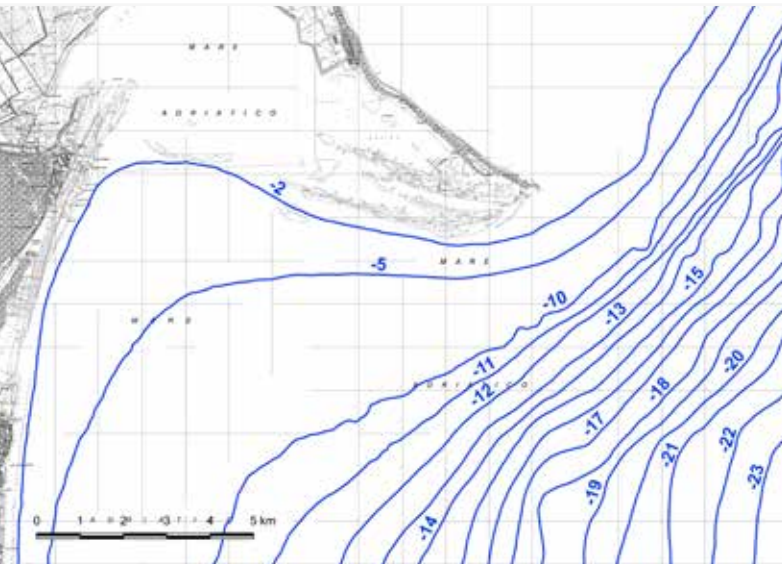
Figura A.1. Nel corso dell'800, la foce è avanzata di circa 1 km con banchi sabbiosi e barre al suo fronte [a]. Le prime testimonianze della formazione embrionale dello *spit* sono riferibili alla fine dell'800, quando la foce del Po di Goro ha cambiato direzione di crescita, avanzando verso sud-est di oltre 1-1.5 km. Verso la fine del XIX secolo si osservano già due banchi sabbiosi, antesignani del futuro *spit*: il primo si estende verso nord-ovest, per circa 1.2 km in prossimità dell'antica foce del Po di Goro e racchiude una piccola laguna denominata Sacca Stricca, interna al golfo già denominato Sacca di Goro o dell'Abate; il secondo embrione è una protuberanza in prossimità della barra di foce di nuova formazione. Alla prima metà del 900 la foce rallenta la crescita, probabilmente a causa della diminuzione dell'apporto fluviale; le antiche frecce litorali testimoniano il trasporto di sabbia da est verso ovest già dall'inizio del XX secolo [b].



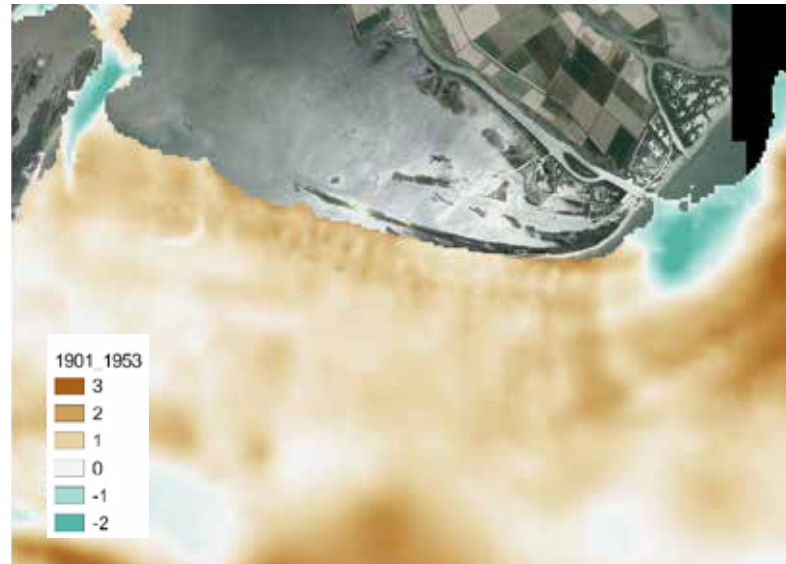
2018
Evoluzione dello Scanno e della foce del Po di Goro dal 1954 (linea azzurra) al 2018

Figura A.2. A partire dal 1954 inizia l'arretramento della foce per la predominanza dei fenomeni erosivi su quelli deposizionali rispetto al periodo precedente. Si osserva nel margine occidentale dello Scanno la crescita di frecce minori e un banco sabbioso che è il relitto di un'isola emersa fino al 2011.

i modelli a confronto: i valori negativi (toni del blu) indicano approfondimento, i valori positivi (toni del marrone) indicano innalzamento del fondale. Si osserva come il settore del fronte deltizio sia generalmente in approfondimento mentre la freccia litorale sia in crescita solo nella sua margine occidentale. Maggiori incertezze si riscontrano nel settore del prodelta.



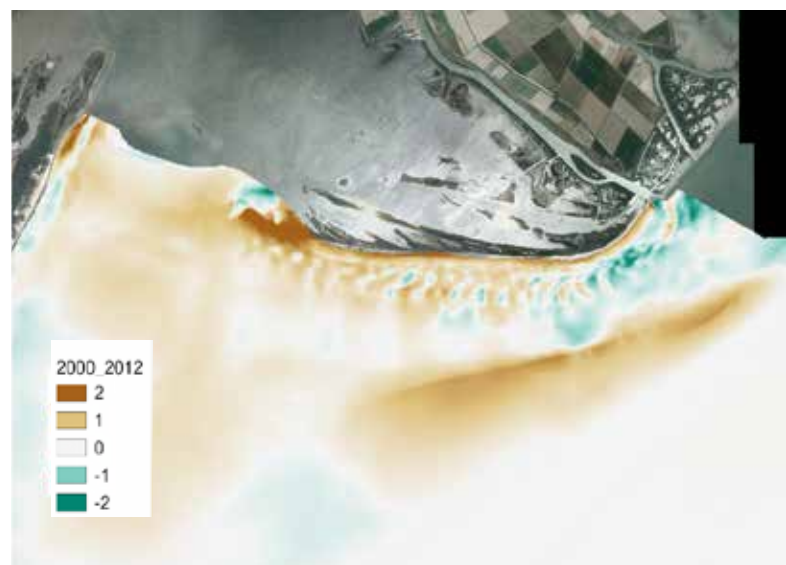
batimetrie 2012



[a] differenze tra il 1901-1904 e il 1953 (spessori in metri)



[b] differenze tra il 1953 e il 2000 (spessori in metri)



[c] differenze tra il 2000 e il 2012 (spessori in metri)

Figura A.3. [a] Nella prima metà del 900 si osserva un approfondimento davanti alla foce del Po di Goro e nell'insenatura lagunare a ridosso della freccia litorale di Volano, probabilmente dovuto a processi di erosione nel fronte deltizio e allo scavo del canale per favorire la navigazione. L'innalzamento dei fondali in corrispondenza dei settori più distali rispetto alla foce (prodelta) è probabilmente associato ad un accumulo di sedimenti. [b] Nella seconda metà del 900 si può apprezzare un ulteriore approfondimento nel fronte deltizio mentre è presente un innalzamento del fondale nel margine occidentale dello Scannone. [c] Oggi si evidenzia come sia ancora attivo il trend di approfondimento di fronte alla foce che si sta estendendo verso ovest lungo lo scanno, così come quello di accrescimento nel margine ovest dello Scanno; il fondale in prossimità della freccia di Volano mostra le variazioni di profondità dovute alla migrazione delle dune subacquee.

Confronto tra le foto aeree

Questa attività ha permesso la ricostruzione delle fasi evolutive recenti dello Scanno di Goro che possono essere riassunte nei seguenti punti:

- progressivo sviluppo in lunghezza della freccia litorale di oltre 8 km fino agli anni '80, alimentato dai depositi del fronte del delta che vengono progressivamente erosi e trasportati verso ovest (Fig. A.4.a);
- incisione e sviluppo di una nuova bocca lagunare che determina la frammentazione dello *spit* e porta alla formazione di un'isola nella porzione occidentale e la riduzione dello Scanno (Fig. A.4.b);
- smantellamento e parziale sommersione dell'isola ed erosione dello Scanno in prossimità della foce (Figg. A.4.c e A.4.d).

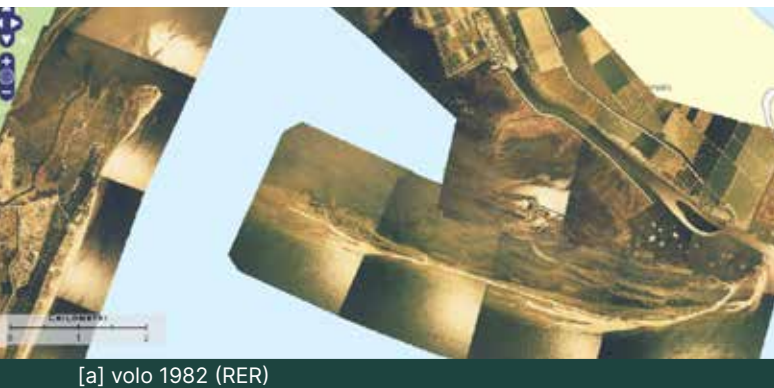


Figura A.4. A metà degli anni '50 del secolo scorso, lo Scannone di Goro era già formato, sono visibili banchi sabbiosi relitti della freccia precedente. All'inizio degli anni '80, lo Scanno raggiunge la sua massima lunghezza; si osservano le barre litoranee che si saldano alla spiaggia e l'ulteriore crescita della freccia di Volano [a]. Nell'immagine del 1998, lo Scanno è troncato da una nuova bocca di origine artificiale e viene isolato un ampio banco di sabbia emersa tra lo spit ridotto e la freccia di Volano [b]. Successivamente si registra una sostanziale stabilità dello Scanno, che mostra una lunghezza intorno ai 7 km. Le linee di riva successive denotano la naturale dinamicità della spiaggia, con oscillazioni massime di 150-200 metri e l'influenza di alcuni pennelli che sono stati eretti a partire dal 2014, per confinare l'eccessivo spostamento del sedimento verso la parte terminale. Dal 2015 si osserva un raccorciamento del margine occidentale dovuto ad escavazioni e dragaggi ai fini di ripascimento delle spiagge in sofferenza nel limitrofo litorale ferrarese [c]. Nell'immagine satellitare del 2023, lo Scannone appare piuttosto stabile con segni di arretramento in prossimità della foce; l'isola è stata completamente sommersa e si nota una dispersione del banco sabbioso [d].

2) Le cartografie tematiche relative alla spiaggia attiva dello Scanno

Un ulteriore tassello per il quadro conoscitivo dello Scanno proviene dall'interpretazione delle caratteristiche morfo-sedimentarie del fondale grazie alle quali siamo in grado di comprendere anche i meccanismi alla base della sua evoluzione.

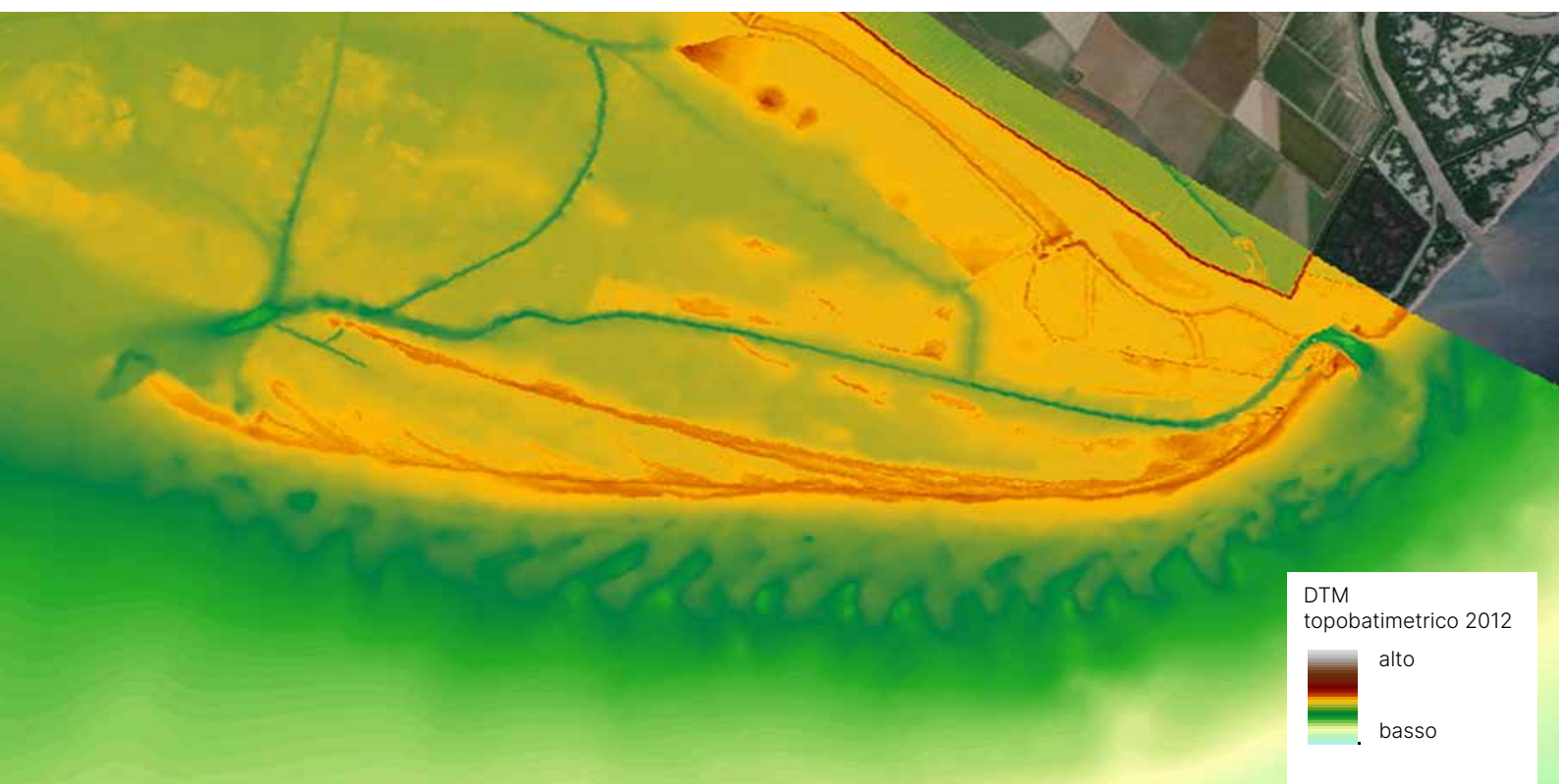
I modelli digitali del fondale e del terreno, se visualizzati con opportuna scala di colori, costituiscono la prima cartografia tematica di estrema importanza.

Nel caso dello Scanno di Goro, la morfologia del fondale (Fig. A.5) mette in evidenza la presenza di un campo di barre trasversali nella spiaggia sommersa antistante la freccia litorale di Goro.

Queste dune sommerse caratterizzano la spiaggia attiva ovvero quella attualmente coinvolta nella dinamica costiera e testimoniano un forte trasporto di sabbia lungo costa da est verso ovest, in accordo alla sequenza delle immagini telerilevate. L'area coinvolta nel movimento delle sabbie nella porzione sommersa è molto ampia, fino a 1200 metri circa dalla linea di riva verso il largo, con dimensioni notevoli delle barre (con ampiezze di 150-200 metri, lunghezze fino a 500-800 metri e altezze delle creste che si elevano dal fondale di 1-2 metri) e, per tanto, in grado di influenzare la dinamica dell'intero Scanno di Goro.

Per approfondire le conoscenze sulla spiaggia attiva, è stato indagato un altro parametro ovvero lo spessore delle barre trasversali sommerse che è stato calcolato utilizzando le superfici ricavate dall'analisi dei profili sismici CHIRP (par. 6.2.1). I profili geofisici sono stati interpretati, tracciando e digitalizzando il tetto e la base della porzione sabbiosa del deposito; attraverso l'interpolazione della fitta rete delle polilinee così ottenute, sono stati prodotti i raster della quota di tetto e di base delle sabbie e quindi calcolato lo spessore dalla loro differenza. Lo spessore delle sabbie, rappresentato tramite una cartografia tematica dedicata (Fig. A.6), è piuttosto esiguo, al massimo di circa 2 metri in corrispondenza delle creste fino ad annullarsi verso mare e negli avvallamenti, evidenziando che le barre sabbiose si appoggiano e si muovono al di sopra di un substrato diverso, di natura limoso-argillosa.

Figura A.5. Modello digitale del terreno e del fondale al 2012 in corrispondenza dello Scanno di Goro. Si osservano le barre trasversali della spiaggia attiva sommersa.



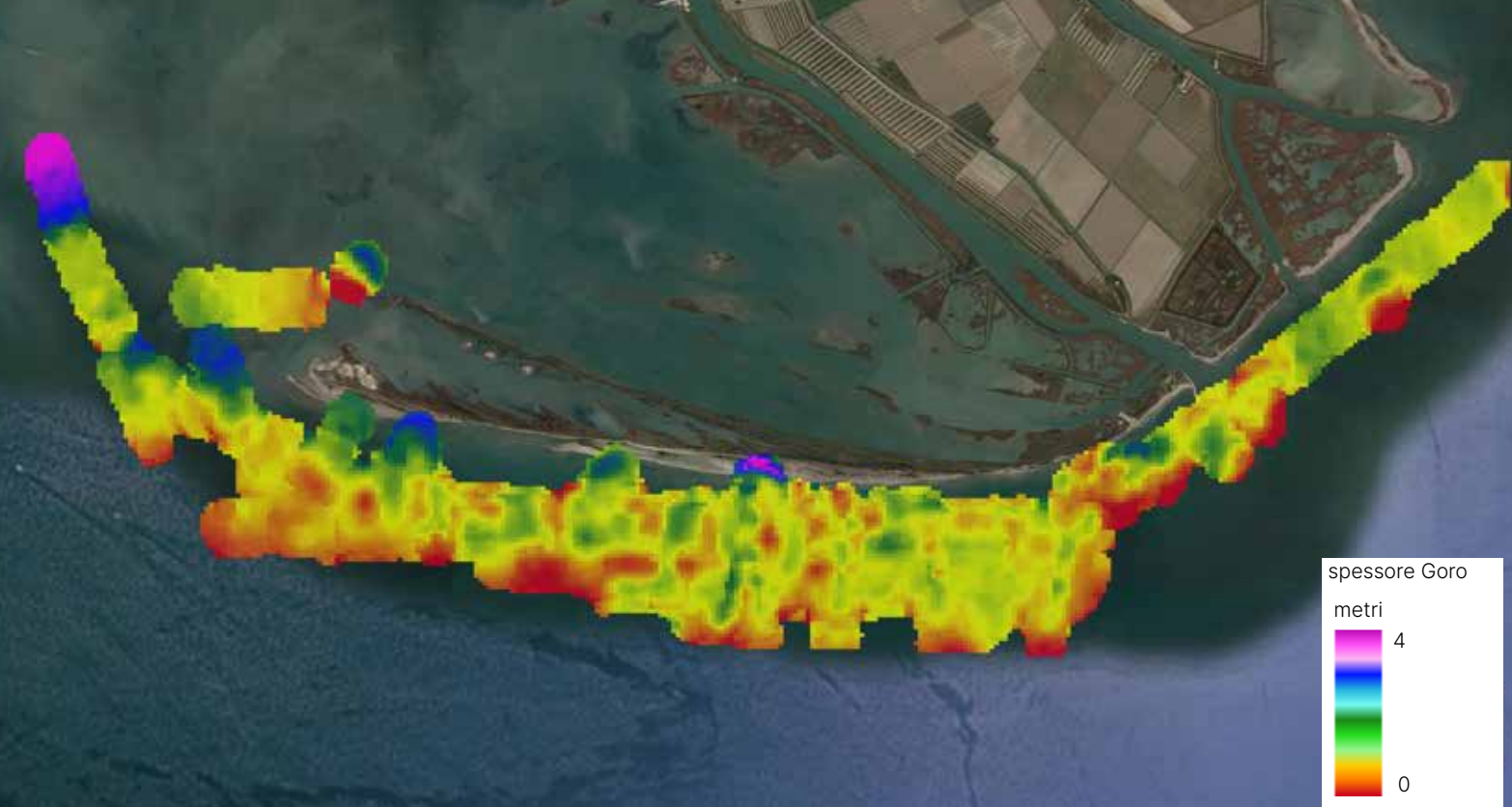


Figura A.6. Spessore delle sabbie costiere nella spiaggia attiva antistante lo Scanno di Goro. Le spiccate variazioni tra 0 e 4 metri evidenziano le creste e gli avvallamenti delle barre trasversali allo Scanno; verso mare le barre sabbiose si chiudono, lasciando in affioramento un fondale limoso-argilloso.

La carta degli spessori delle barre trasversali sommerse della spiaggia attiva ha fornito preziose informazioni sulla geometria di questi corpi geologici costieri di interesse, definendone la forma e il volume, parametri fondamentali per comprenderne lo stato e il loro potenziale in termini di risorsa sabbiosa.

L'interpretazione di questi dati mette in luce che nella spiaggia attiva sommersa dello Scanno di Goro è presente un volume di sabbia inferiore a quello delle stime precedenti. Le forme di fondo sono state alimentate dagli anni '80 a oggi dall'erosione degli apparati di foce del Po di Goro e del Po di Gnocca come testimoniano le foto aeree e i profili CHIRP paralleli agli apparati di foce.

Queste nuove interpretazioni arricchiscono il quadro delle conoscenze in questo settore e hanno ricadute nella valutazione del bilancio sedimentario e quindi nelle scelte per la gestione dell'utilizzo dei sedimenti litoranei. In particolare, lo sfruttamento delle sabbie litorali antistanti lo Scanno di Goro dovrebbe essere sempre subordinato alla verifica della rigenerazione delle barre, grazie alla costante alimentazione di questo tratto costiero da parte delle foci e dei banchi sabbiosi più orientali.

3) Geologia e modellazione tridimensionale

La ricostruzione dei rapporti stratigrafici delle unità del delta del Po di Goro e del Po di Volano in ambiente tridimensionale è stata avviata a partire dal 2015 [5] sulla base delle prove geognostiche a terra e a mare (carotaggi e CPTU) e delle indagini geofisiche a mare (profili sismo-acustici CHIRP). Il modello 3D è in continuo aggiornamento in base all'acquisizione di nuove informazioni.

Una prima elaborazione è il modello tridimensionale in cui si distinguono le litologie dominanti (Fig. A.7) e i loro rapporti laterali e verticali (Fig. A.8).

Il modello geologico 3D della Sacca di Goro permette di distinguere i diversi lobi deltizi, più antichi di quelli depositi dalla foce di Goro e riconducibili all'attività passata del Po di Volano rinascimentale e di apparati più antichi risalenti al periodo romano e medievale.

La rapida crescita della foce del Po di Goro è evidenziata dall'assetto geomorfologico del delta ed è ben documentata anche dall'organizzazione dei depositi nel sottosuolo: i depositi sabbiosi di fronte deltizia e di barra si sovrappongono ai depositi fini di prodelta, mentre il substrato della laguna è formato da sabbie relitte abbandonate durante l'avanzata della foce e ricoperte

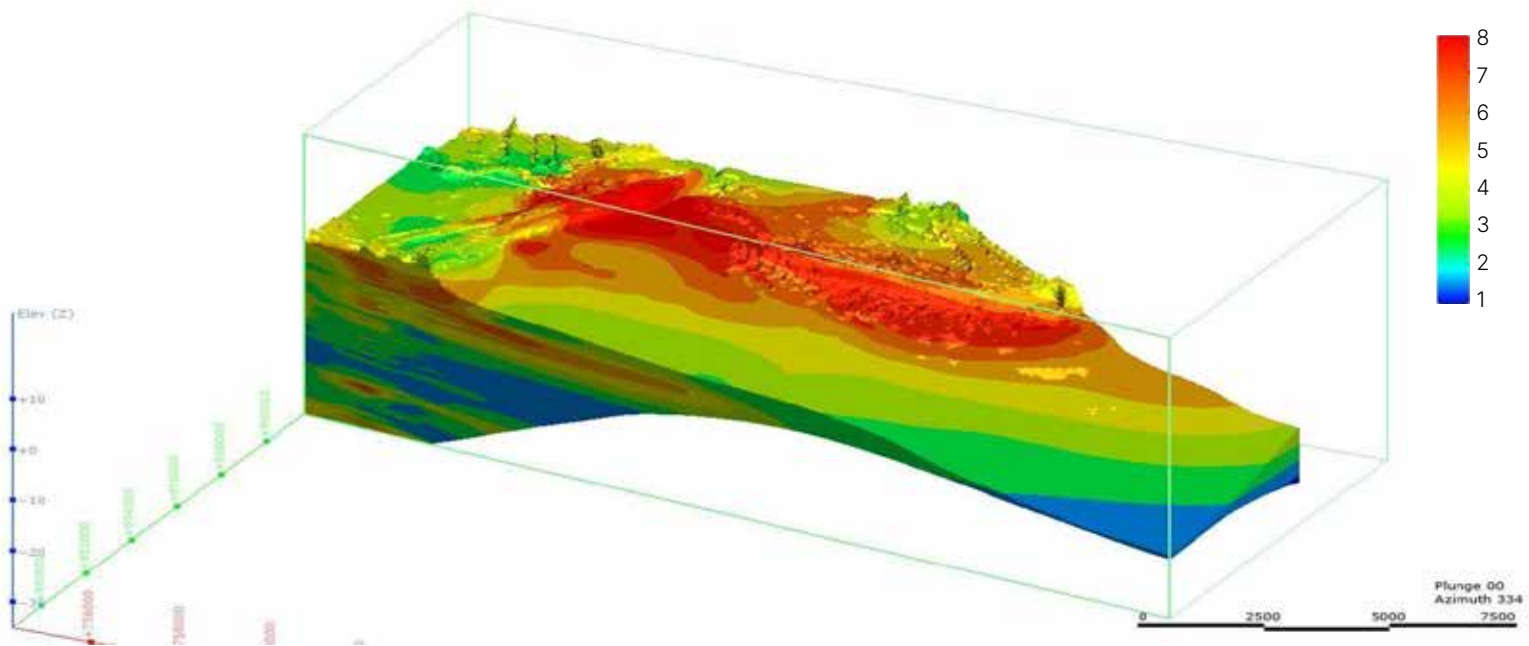


Figura A.7. Modello litologico 3D della Sacca di Goro, particolare dell'area dello Scannone; sono rappresentate le variazioni laterali e verticali dei sedimenti argillosi (dal blu al verde), limosi (dal verde al giallo) e sabbiosi (dal giallo al rosso).

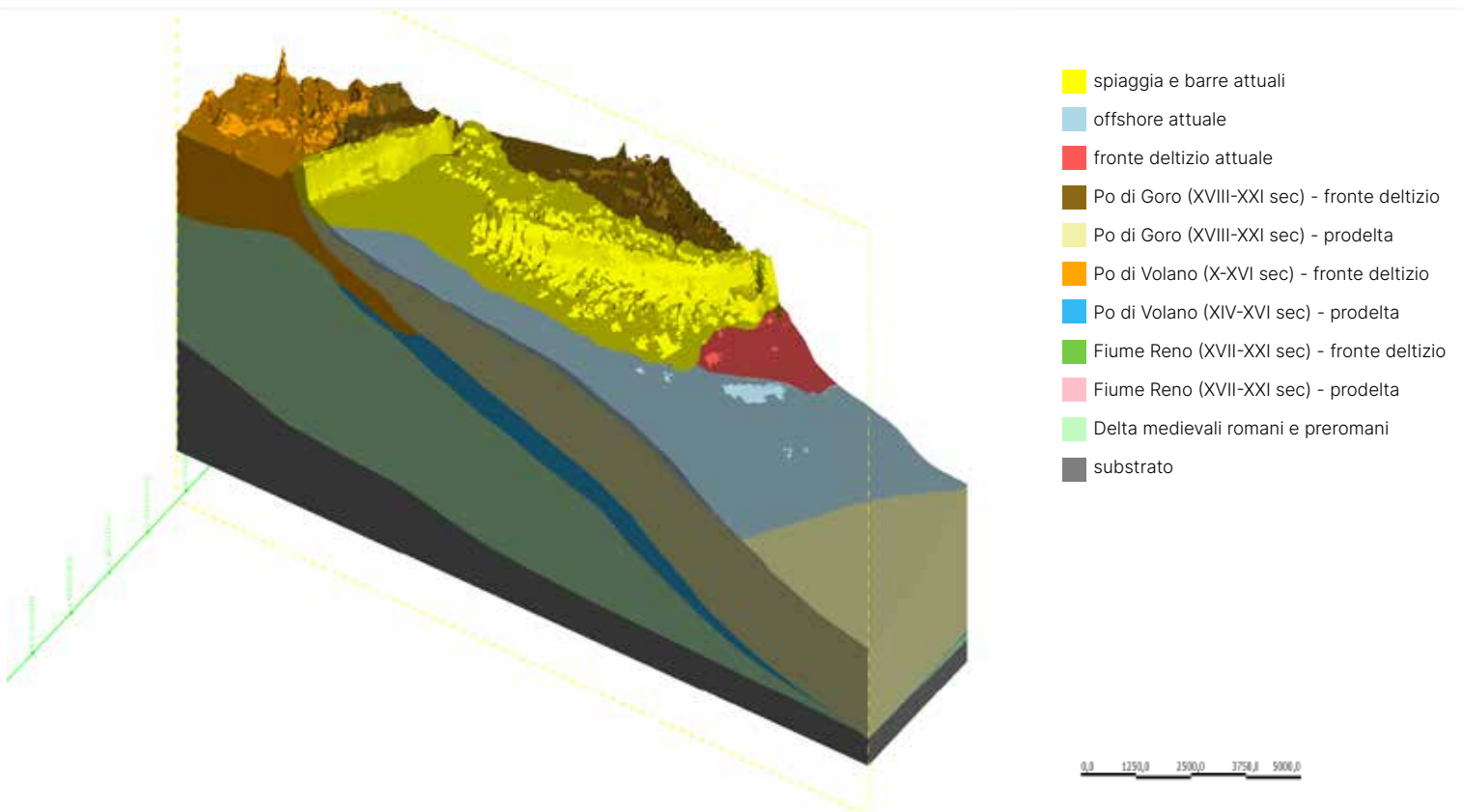


Figura A.8. Modello geologico 3D della Sacca di Goro, in cui si distinguono diversi lobi deposizionali in base ad ambiente, età e rami deltizi alimentanti e gli ambienti attuali.

da sedimenti limoso-argillosi di spessore variabile da 0 a 1.5 metri, depositati in laguna quando era ben protetta dallo Scanno. Tale sequenza di facies testimonia la progradazione del fronte deltizio.

L'aspetto stratigrafico dominante di questo settore è il forte spessore del prodelta argilloso-limoso del Po di Goro, che può superare localmente anche i 15 metri e l'esiguo spessore dello Scanno emerso e sommerso che raggiunge in media i 2-3 metri.

La modellazione 3D ci consente di completare la caratterizzazione e la visualizzazione delle unità geologiche della spiaggia attiva, già evidenti nelle carte tematiche bidimensionali, con le quali sono stati rappresentati le forme di fondo e lo spessore delle sabbie (Figg. A.5 e A.6).

Dal modello tridimensionale risulta che la spiaggia attiva è costituita sostanzialmente da una sottile lente di sabbia che "galleggia" su un substrato di sedimenti fini (Fig. A.9). Nella porzione esterna, verso mare, si osservano le barre sommerse trasversali migranti, che poggiano direttamente al di sopra dei fanghi del prodelta. Grazie al modello si può apprezzare contestualmente la superficie increspata del fondale e lo spessore in profondità delle barre ed è possibile calcolare il volume di tutte le unità rappresentate. Nelle porzioni distali, tra una barra sommersa e l'altra, affiora il prodelta composto da litologie fini. Il confronto tra i dati batimetrici digitalizzati dalle prime carte nautiche storiche (Stella, 1877) e la sezione sismica del profilo CHIRP di Fig. A.9 ha messo in evidenza che la porzione basale dello Scanno di Goro si è formata a seguito dell'erosione dovuta alle correnti litoranee che hanno cannibalizzato l'apparato di foce e di prodelta frutto della veloce progradazione dei rami del Po di Goro e di Gnocca durante la fase di diminuzione degli apporti dopo il 1860 come riassunto nello schema di Fig 8.3 del cap. 8.

Il modello inoltre integra le misure della subsidenza dei rilievi interferometrici SAR, eseguiti regolarmente dalla Regione Emilia-Romagna. In questa area, la subsidenza raggiunge valori piuttosto elevati e si osserva una chiara correlazione tra abbassamento del suolo e natura litologica del sottosuolo più superficiale, ovvero a valori alti di subsidenza corrispondono spessori notevoli di depositi limoso-argillosi molto recenti, suggerendo che la consolidazione, ancora in corso, possa contribuire significativamente al fenomeno (Fig. A.10).

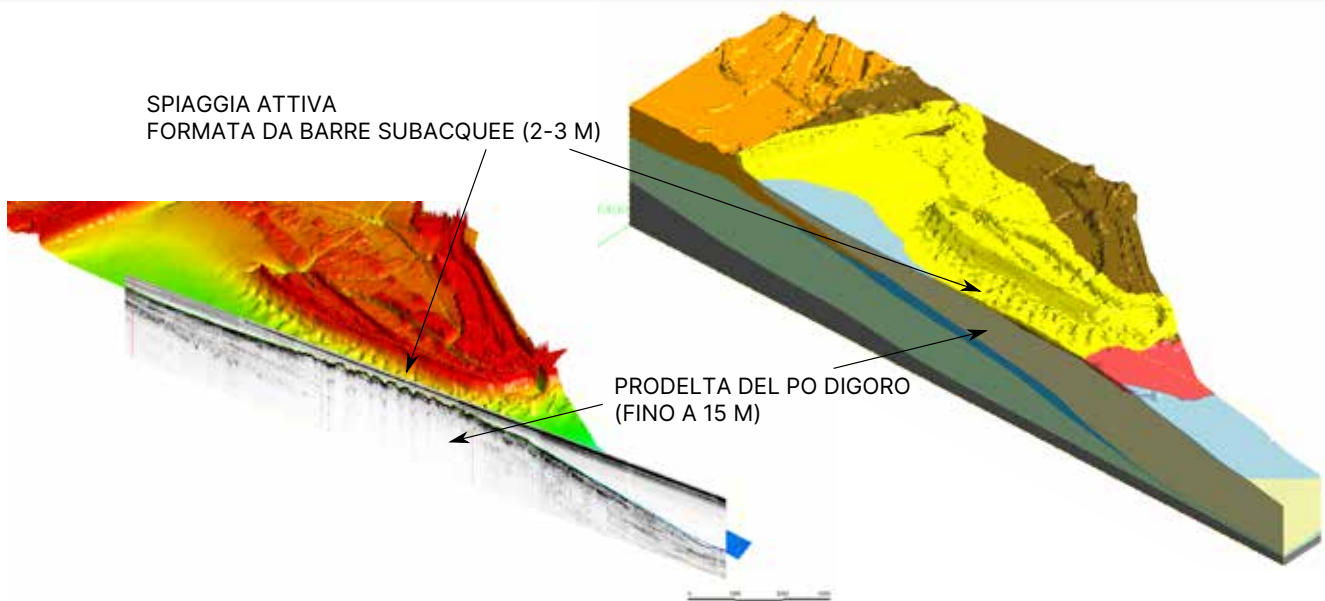


Figura A.9. Elementi morfo-deposizionali riconoscibili nei dati acquisiti (DBM2012 e profilo CHIRP RERL1) e interpretazione attraverso la modellazione geologica tridimensionale.

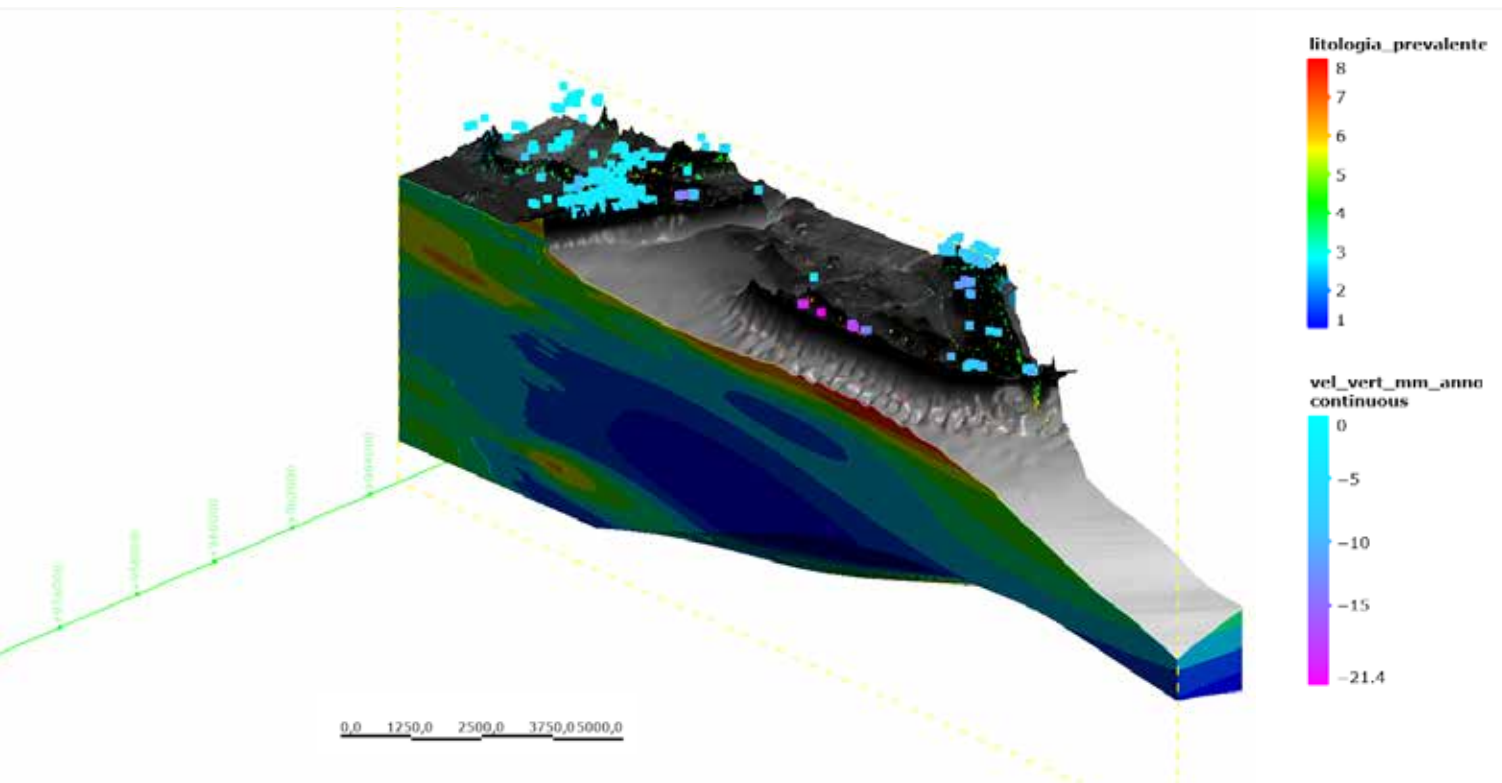


Figura A.10. Taglio del modello litologico che mette in evidenza l'esiguo spessore delle sabbie dello Scannone e la predominanza dei depositi fini del prodelta: sedimenti argillosi (dal blu al verde), limosi (dal verde al giallo) e sabbiosi (dal giallo al rosso); il modello digitale del fondale evidenzia che il corpo sabbioso, nella porzione sommersa della freccia litorale, è generato da barre oblique. I punti colorati sono le misure della subsidenza del rilievo interferometrico SAR nel periodo 2007-2011 (in azzurro abbassamenti minori, in viola abbassamenti maggiori): la marcata subsidenza dello Scannone può essere originata dalla distribuzione della litologia nel sottosuolo. Si osservano i massimi valori di abbassamento in corrispondenza di un settore in cui la stratigrafia del sottosuolo è costituita da sottili depositi sabbiosi al di sopra di una spessa successione argilloso-limosa di recente deposizione.

Conclusioni

Dalle informazioni relative alla dinamica sedimentaria e alla geometria delle unità geologiche è emerso che lo sfruttamento della risorsa sabbiosa dello Scanno di Goro dovrebbe essere limitato e comunque ben ponderato a causa degli scarsi volumi di sabbia in gioco. L'apparato sommerso dello Scanno di Goro non è più alimentato dai sedimenti sabbiosi trasportati dai canali distributori adiacenti, ma da processi erosivi di depositi di cordoni costieri e barre di foce provenienti da est.

In un contesto areale più ridotto, questa evoluzione è analoga a quella avvenuta alla foce del fiume Reno che, nella fase di riduzione degli apporti sedimentari, ha determinato lo smantellamento dell'apparato deltizio e degli scanni associati, fornendo sabbia ai litorali più a nord verso Porto Garibaldi.

La sottrazione di sabbia dallo Scanno di Goro potrebbe compromettere, inoltre, la funzione di difesa dalle mareggiate della laguna di Goro, che potrebbe essere messa a dura prova dal sollevamento del livello del mare attualmente osservato a scala globale, dalle mareggiate che possono essere sempre più intense, e dalla naturale subsidenza dei sedimenti non ancora consolidati del substrato di questo tratto di costa.

Bibliografia

- [1] Simeoni U., Dal Cin R., Fontolan G. & Tessari U. (2000). Morfogenesi ed evoluzione dello Scanno di Goro (Delta del Po). *Studi costieri* 2000 - 2, 5-20.
- [2] Idroser S.p.A. (1996). Progetto di piano per la difesa dal mare e la riqualificazione ambientale del litorale della regione Emilia-Romagna. Relazione Generale. Regione Emilia-Romagna, Bologna, 16-43.
- [3] Caputo M., Pieri L. & Unguendoli M. (1970). Geometric investigation of the subsidence in the Po Delta, *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 13(47), 187-207.
- [4] Dal Cin R. (1983). I litorali del delta del Po e alle foci dell'Adige e del Brenta: caratteri tessiturali e dispersione dei sedimenti, cause dell'arretramento e previsioni sull'evoluzione futura. *Boll. Soc. Geol. It.*, 102, 9-54.
- [5] Calabrese L., Perini P., Lorito S., Luciani P., Martini A., Severi P., Correggiari A. & Remia A. (2016). 3D modelling of the Holocene succession in the southern Po Delta (Italy): from geology to applications. *Z. Dt. Ges. Geowiss. (German J. Geol.)*, 167 (4), 339-352.

IL LITORALE TRA FOCE RENO E LIDO DELLE NAZIONI



Il tratto di costa compreso tra Foce Reno e Lido delle Nazioni, lungo circa 10 km, rappresenta un caso emblematico per comprendere l'interazione tra gli usi della costa e la dinamica della spiaggia, caratterizzata dall'evoluzione dei sistemi deposizionali fluvio-deltizi e dagli effetti del cambiamento climatico. Da oltre un secolo questo paraggio è uno dei più problematici della costa regionale, perché interessato da fenomeni di subsidenza, inondazione marina ed erosione costiera.

Il caso studio illustra un esempio di applicazione della metodologia di analisi proposta in questo volume, per la comprensione delle ragioni profonde di questi fenomeni e dei rischi associati. Lo strumento chiave è lo studio di dettaglio della geologia tra la "terra e il mare" che permette di ricostruire la storia evolutiva del territorio sul lungo periodo, di individuare i fattori scatenanti e i punti critici, fornendo indicazioni chiare per la gestione della costa e per gli interventi di mitigazione anche in relazione alle problematiche indotte dai cambiamenti climatici in corso.

Obiettivi e metodologie dello studio

Al fine di comprendere le radici profonde delle criticità che affliggono questo tratto di costa regionale, si è proceduto alla ricostruzione dell'evoluzione paleogeografica e dell'assetto stratigrafico dei lobi deltizi e delle sabbie litorali recenti, nonché all'identificazione della spiaggia attiva come definita nel par. 2.3.

Le unità geologiche presenti nel sottosuolo della fascia di territorio tra la terra e il mare sono state definite attraverso le correlazioni stratigrafiche basate sui dati di più recente acquisizione, come i profili CHIRP, i sondaggi a mare, le prove CPTU e i risultati delle analisi di laboratorio sulle carote. Si è ottenuta così una ricostruzione dettagliata delle variazioni latero-verticali dei corpi litologici che ha permesso di realizzare una mappa degli spessori delle sabbie litorali recenti, nuove interpretazioni sulla stratigrafia del sottosuolo e un modello geologico 3D.

Caratteristiche fisiche del sito

Il tratto di costa oggetto di studio si colloca tra gli apparati deltizi del Po di Volano a nord e del fiume Reno a sud, includendo i rami deltizi dell'antico Po di Spina di età romana, i quali, attraverso stadi di crescita tra loro diacroni (Fig. B.1), hanno generato l'avanzamento del territorio costiero in questo settore, oggetto di un'analisi approfondita nel cap. 8. L'evoluzione recente, caratterizzata da abbandono e smantellamento dei lobi deltizi, è alla base della marcata criticità idrogeologica dei litorali attuali.

L'assetto geologico di questo settore, presenta una complessità elevata poiché qui si sovrappongono e si interdigitano unità con litologie disomogenee (sabbie limi e argille) e con origini differenti, alimentate, in tempi diversi, dal Po di Goro, dal Po di Volano, dal fiume Reno e dal Po di Spina.

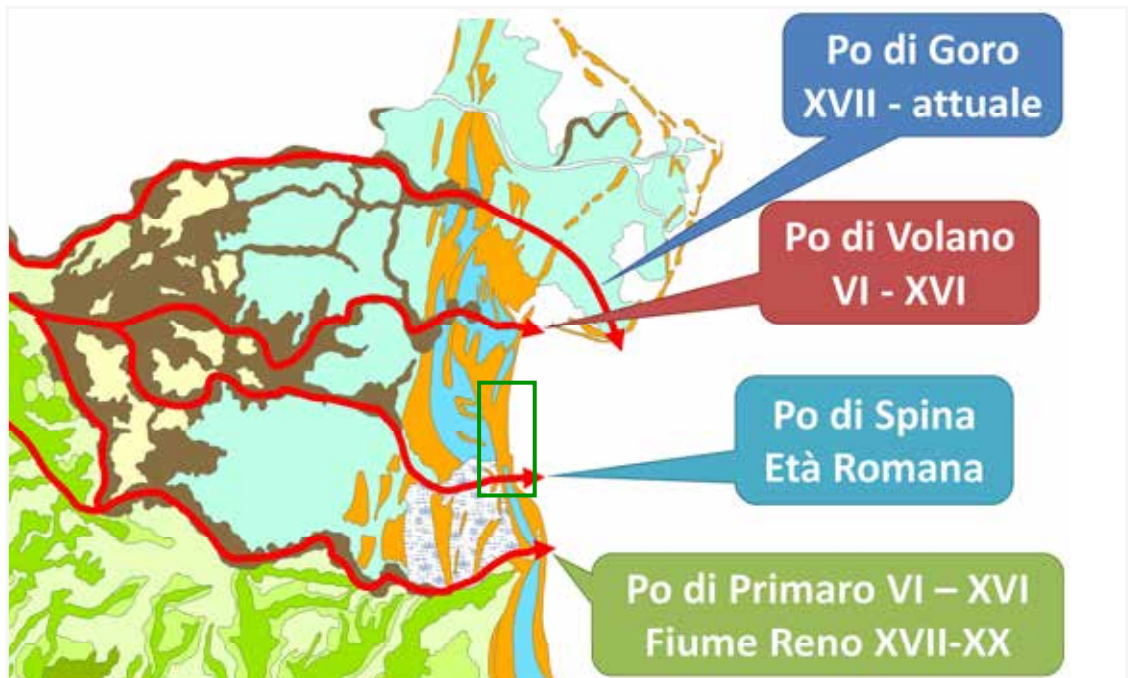


Figura B.1. Ubicazione dell'area di studio (box verde) nella 'Carta geologica di pianura dell'Emilia-Romagna, scala 1:250.000'; sono evidenziati i canali distributori e le foci che hanno creato e condizionato l'intero litorale ferrarese.

Dal punto di vista geomorfologico, la costa è contraddistinta dalla predominanza di antichi complessi di cordoni litorali e da uno sviluppo disomogeneo della spiaggia attuale.

La costa è edificata con continuità: si individuano sei centri urbani principali (Lido di Spina, Lido degli Estensi, Porto Garibaldi, Lido degli Scacchi, Lido di Pomposa e Lido delle Nazioni), sviluppatasi dal dopoguerra, in particolare, tra gli anni '60 e '80, dove vive una popolazione di circa 12.000 persone, numero che aumenta più del doppio durante il periodo estivo. La spiaggia è occupata da strutture balneari che, lungo l'intero tratto in esame, risultano essere circa 20-30 ogni chilometro. Dal dopoguerra, le aree urbane hanno occupato estese porzioni dei cordoni litorali posti tra la spiaggia e gli ampi settori dell'entroterra, occupati da aree bonificate e coltivate e da zone umide inondate (Lago delle Nazioni, Valle Bertuzzi), caratterizzati da quote al di sotto del livello del mare.

Il porto canale di Porto Garibaldi è costituito dalla parte terminale del canale Pallotta ed è un importante porto peschereccio e turistico. L'ingresso del porto è protetto a nord da un molo guardiano che sporge di circa 340 metri di lunghezza verso il mare aperto, a sud da una diga foranea che sporge circa 350 metri.

L'area fa parte del parco del Delta del Po, istituito nel 1988 dalla Regione Emilia-Romagna (L.R. 2 luglio 1988 n. 27) con l'obiettivo di gestire un territorio in rapida trasformazione e preservare un ambiente ricco di storia, tradizioni e biodiversità.

Le opere di difesa costruite per contrastare l'erosione

Parte integrante del territorio sono le opere di difesa: l'argine "Acciaioli", le scogliere e gli argini a mare. L'argine Acciaioli, sul quale si sviluppa la strada che collega Porto Garibaldi a Volano, è stato eretto nell'entroterra a seguito della disastrosa alluvione del 1966, a una distanza massima di circa 2 km dalla costa lungo i limiti dei terreni bonificati, con lo scopo di evitare l'ingressione marina in occorrenza delle mareggiate più intense; insieme agli argini dei fiumi e dei canali delimita una serie di micro-bacini (celle idrauliche) all'interno della piana costiera.

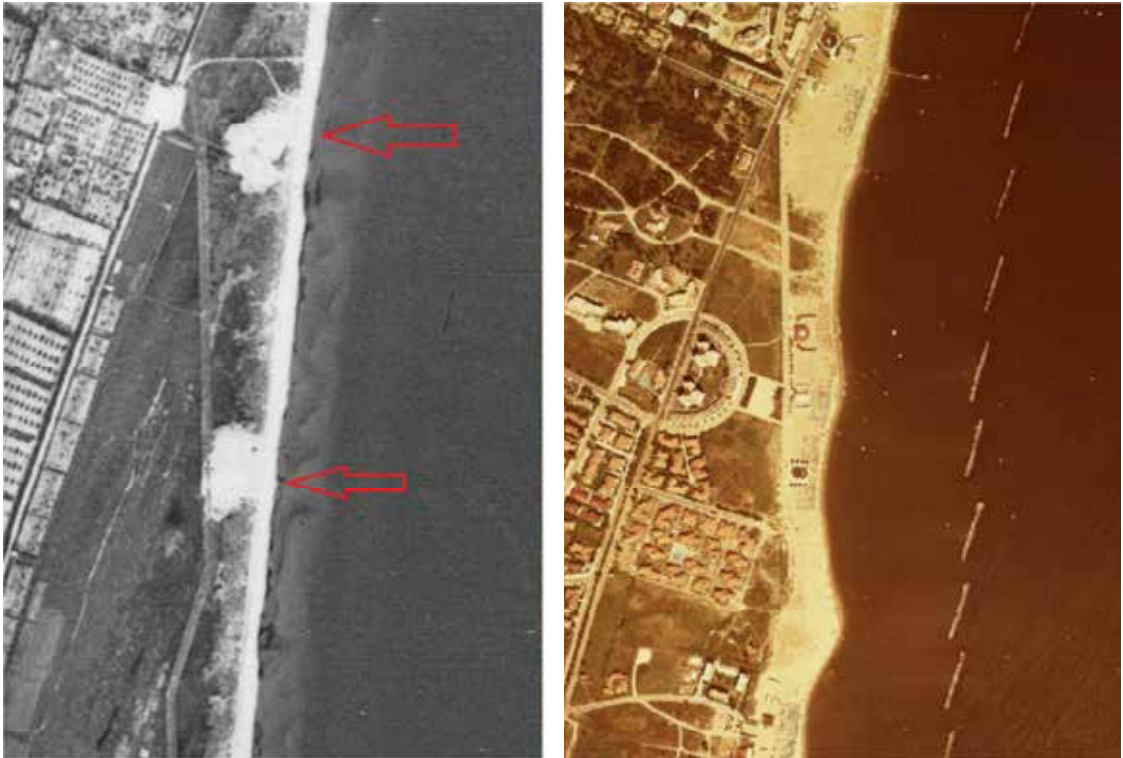


Figura B.2. A sinistra volo GAI 1954 e a destra volo 1976-78; nel primo sono evidenti due ventagli di washover (indicati dalle frecce), nel secondo si nota come le stesse aree siano state antropizzate.

A partire dagli anni '30, sono state erette 70 scogliere a mare (difese longitudinali distaccate in massi), con orientazione prevalente NNE/SSO, lunghe circa 100 metri e separate da varchi compresi tra 15 e 70 metri, che proteggono l'intero settore da Porto Garibaldi a Lido delle Nazioni, alcuni argini in terra e difese radenti in massi; in particolare:

- 8 scogliere di fronte a Porto Garibaldi, erette dal Genio Civile Opere Marittime tra il 1936 ed il 1945;
- 22 scogliere da Porto Garibaldi al Lido degli Scacchi, costruite dall'Ente Regionale di Sviluppo Agricolo (ERSA - ex Ente Delta Padano) erette dopo il 1966;
- 40 scogliere fra il Lido degli Scacchi e il Lido delle Nazioni costruite dal Consorzio di Bonifica del II Circondario tra il 1966 e il 1971, che sono state recentemente risagomate e ampliate;
- un argine in terra, rivestito di geotessile e lungo circa 2 km, eretto negli anni '70 alle spalle delle dune costiere, tra Lido delle Nazioni nord (zona delle Bocche del Bianco) fino alla parte meridionale della foresta demaniale di Volano. Quando negli anni '90 quest'opera fu distrutta dalle mareggiate, fu costruita una difesa radente in massi (anno 1998) che è stata recentemente rinforzata in seguito agli impatti di alcune mareggiate;
- un ulteriore argine in terra, lungo circa 600 metri, costruito nel 2014 a Lido delle Nazioni nord, dove, nonostante la presenza delle scogliere a mare, il fronte dunale stava inesorabilmente scomparendo.

Una storia di inondazione e di erosione marina

A nord di Lido delle Nazioni, l'arretramento della linea di riva è documentato dalla fine dell'800 fino agli anni '90 del secolo scorso quando è stata completata l'opera di difesa radente; il fenomeno si è manifestato in modo marcato e preoccupante, raggiungendo tassi di arretramento di 3-4 metri all'anno [1 e 2].

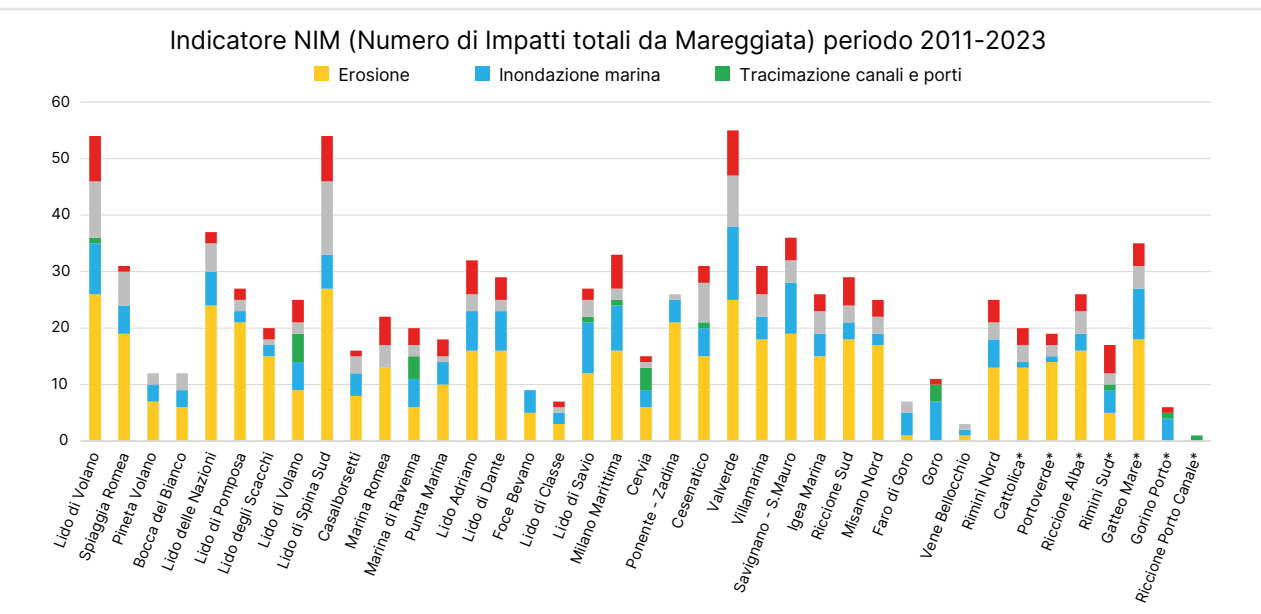


Figura B.3. Tipologia di impatto da mareggiata e numero di segnalazioni cumulate per località nel periodo 2011-2023.



Figura B.4. Indicatore del livello di suscettibilità combinata all'inondazione e all'erosione lungo la costa ferrarese [1].

Nelle cartografie storiche di inizio '800 e nelle foto aeree del 1943 e 1954, si osservano gli elementi morfologici tipici delle aree esposte alle mareggiate quali i ventagli di *washover*, particolarmente evidenti in corrispondenza di Lido di Volano (Fig. 5.9), a nord del caso studio, e altri di entità minore rilevati dove oggi sorge Lido delle Nazioni (Fig B.2).

Nell'ultimo decennio, il litorale comacchiese è tra quelli maggiormente colpiti dai fenomeni di mareggiata (Fig. B.3), confermando la tendenza osservata nel passato attraverso la ricostruzione degli impatti prodotti dalle mareggiate nel periodo 1943-2010 [3]. Il processo maggiormente diffuso e persistente è l'erosione dei litorali, anche se, dal 2011 al 2023 (Fig. B.3), sono stati numerosi anche gli episodi di inondazione marina determinati dai fenomeni di *storm surges*, che interessano frequentemente l'alto Adriatico.

Le analisi effettuate a scala regionale, per la realizzazione delle mappe di pericolosità e di rischio di alluvioni (Direttiva 2007/60/CE), evidenziano infatti per questo territorio uno stato di criticità medio-alta per entrambe i fenomeni [1] (Fig. B.4).

Le cause della fragilità

Le criticità di questo tratto di costa regionale sono da ricondurre principalmente ad una carenza di materiale sabbioso del sistema litorale. L'attuale costa sta trovando un nuovo equilibrio dopo i ricchi apporti e l'avanzata delle foci fluviali del passato e la successiva riduzione del trasporto solido fluviale, in un contesto di subsidenza attiva.



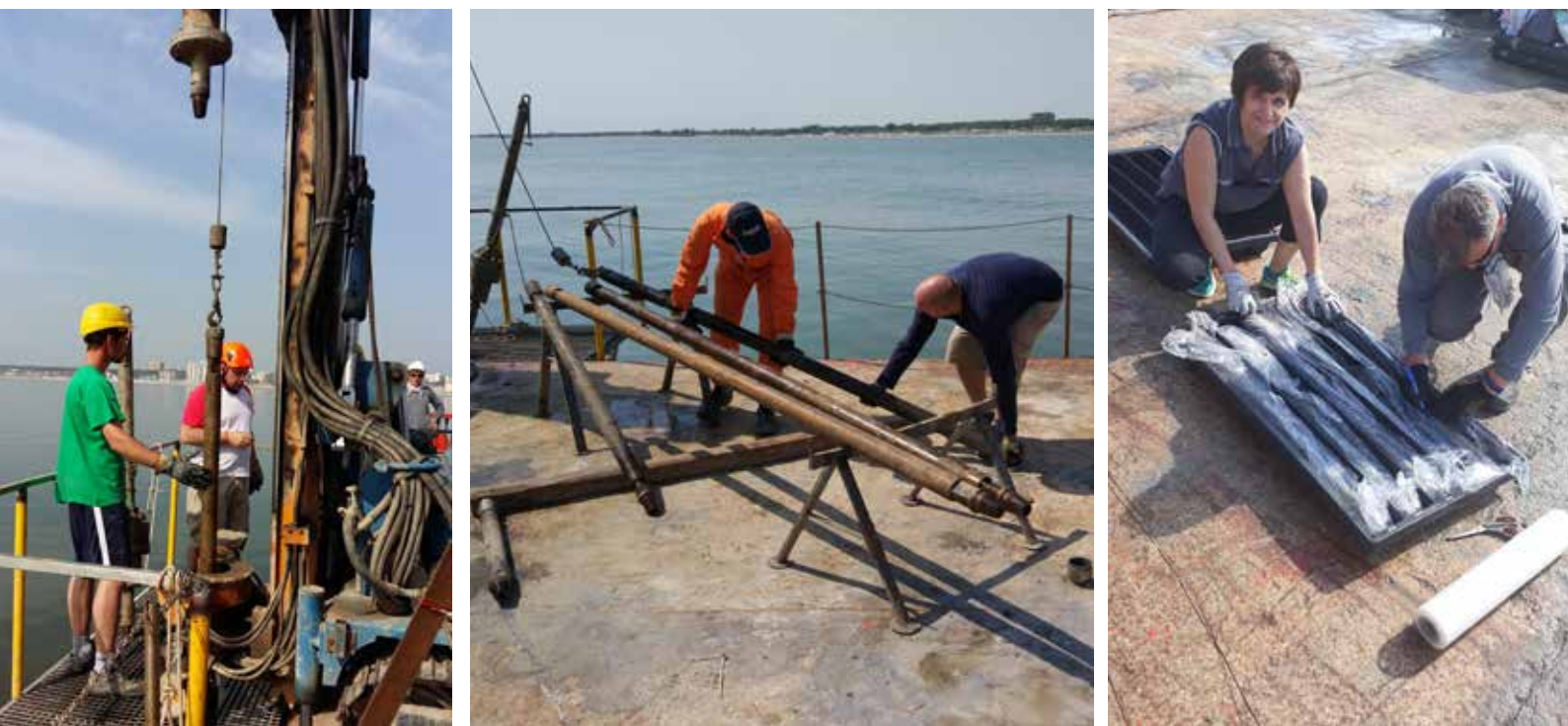
Figura B.5. Evoluzione del tratto di costa tra Lido degli Estensi e Porto Garibaldi nord; si osserva l'intensa antropizzazione dei cordoni litorali e l'importante asimmetria della linea di costa determinata dal progressivo allungamento dei moli.

A nord, la foce del Po di Volano ha smesso di alimentare attivamente il litorale dal Rinascimento mentre, a sud, la foce del fiume Reno ha drasticamente ridotto gli apporti dal XIX secolo. Cessato il contributo sedimentario fluviale, il litorale è soggetto ad un'alimentazione passiva dalle foci ovvero dalla ridistribuzione dei banchi sabbiosi e dei cordoni più avanzati, via via cannibalizzati. Questa alimentazione passiva è resa possibile dallo smantellamento delle cuspidi deltizie e dall'arretramento e la rettificazione della linea di riva.

La subsidenza, accelerata dalle estrazioni di acqua e gas metano, ha contribuito per alcuni decenni al rapido abbassamento del suolo, che non è stato compensato dall'apporto sedimentario. In corrispondenza dei Lidi di Pomposa e Nazioni, è stata attiva la concessione di idrocarburi Manara e, nel periodo dal 1970-1999, la subsidenza costiera ha localmente superato i 14 mm/anno. Tali velocità sono progressivamente diminuite e attualmente, nella stessa area, si registrano valori massimi di 2.5 mm/anno, equivalenti verosimilmente al contributo naturale al fenomeno.

Un altro elemento fortemente influente sul flusso sedimentario litoraneo e sul processo erosivo è la presenza del molo sud del porto di Porto Garibaldi. A partire dalla fine dell'800, con la costruzione dei primi moli del porto chiamato Magnavacca, si comincia a manifestare l'asimmetria tra la zona sud e quella a nord (Fig. B.5). La crescita a ridosso del lato sud del molo è attribuita alla deposizione di sedimenti provenienti dal fiume Reno con movimento dei flussi da sud verso

Figura B.6. Esecuzione di sondaggio a mare.



nord (lato sopracorrente) mentre l'arretramento a nord è imputato a sottoalimentazione (lato sottocorrente). La progressiva crescita della spiaggia a sud ha causato l'interramento dell'imboccatura del porto-canale e, per ovviare a tale inconveniente, i moli sono stati allungati in più occasioni.

Dati utilizzati

I dati utilizzati per lo studio del tratto costiero di Porto Garibaldi sono:

- modelli digitali del terreno e del fondale (DTM, DBM);
- indagini geofisiche e geognostiche (profili CHIRP; sondaggi a terra e a mare (Fig. B.6) e prove CPTU);
- analisi di laboratorio sulle carote (susceptività magnetica, XFR), datazioni ¹⁴C (cap. 7);
- cartografia geologica, foto aeree, mappe storiche;
- nuove sezioni geologiche terra-mare (cap. 8).

Questi dati sono stati integrati ed utilizzati per l'analisi geomorfologica e stratigrafica.

Elaborazioni e risultati

Lo studio si è articolato in diverse fasi, partendo dalle correlazioni tra le indagini geognostiche e i profili geofisici per costruire le sezioni geologiche terra-mare di riferimento (cap. 8) e le mappe tematiche. Il lavoro si conclude con l'elaborazione del modello geologico tridimensionale che integra tutti i dati disponibili, verifica la coerenza dei prodotti intermedi (sezioni e mappe) e rappresenta le complesse relazioni latero-verticali tra i lobi deltizi e le variazioni litologiche in questo settore. In ambiente 3D sono stati affinati i limiti delle unità per identificare corpi geologicamente e geomorfologicamente attendibili, anche attraverso il confronto con la cartografia di superficie.

La mappa degli spessori delle sabbie litorali recenti

Un prodotto cartografico, particolarmente utile per comprendere la natura e la conformazione della spiaggia, è la mappa degli spessori delle sabbie litorali recenti che includono la spiaggia attiva (Fig. B.7). L'unità delle sabbie litorali recenti è un corpo geologico distinto, sulla base della litologia e della posizione stratigrafica, da quello che costituisce la spiaggia attiva che si individua al tetto di questa unità e che corrisponde alla porzione che è attualmente coinvolta nei processi della dinamica sedimentaria litorale.

La peculiarità di questa mappa risiede nel fatto che evidenzia una variazione e disomogeneità degli spessori delle sabbie. Tali differenze consentono di interpretare la mappa in termini di rischio costiero, distinguendo i paraggi con grandi spessori, per tanto maggiormente resilienti ai processi erosivi, da quelli con esiguo spessore, particolarmente fragili e suscettibili al fenomeno.

Nel tratto in esame viene riportato un notevole spessore a sud del molo di Porto Garibaldi e un blando progressivo assottigliamento delle sabbie verso nord, in accordo con le caratteristiche della spiaggia emersa e con l'evoluzione decennale di questo settore; presso Lido di Volano, la mappa mostra che lo spessore è molto ridotto o prossimo allo zero (colore azzurro) così come nel tratto a sud della foce del fiume Reno. La presenza dei moli di Porto Garibaldi non solo ha causato un avanzamento della linea di riva nel lato sud, osservato chiaramente dalla sequenza di immagini telerilevate, ma anche un notevole accumulo di sedimento nella spiaggia sommersa, evidenziato dalla rete dei profili CHIRP e confermato dai sondaggi eseguiti a mare.



Figura B.7. Dettaglio della mappa dello spessore delle sabbie litorali recenti; la parte sommitale, attualmente dinamica, corrisponde alla spiaggia attiva.

Analisi stratigrafica e modello geologico 3D

Nel tratto costiero in esame ricadono i sei sondaggi realizzati a mare lungo un tratto di circa 10 km parallelamente alla costa e ad una distanza dalla linea di riva compresa tra i 200 e i 600 metri (capitoli 6 e 8). I sondaggi hanno evidenziato la presenza di un livello sabbioso superficiale di spessore variabile e sovrastante depositi sabbioso-limoso-argillosi; si tratta di una tipica sequenza di facies di spiaggia con alla base i sedimenti più distali (spiaggia sommersa esterna) e al tetto quelli più prossimali (spiaggia sommersa interna). L'analisi integrata dei profili geofisici e dei risultati delle analisi di laboratorio, in particolare le datazioni del ^{14}C , insieme alla carta geologica di superficie, mostrano che in questa semplice sequenza verticale sono contenute articolate relazioni stratigrafiche che testimoniano una complessa storia deposizionale (Fig. B.8,

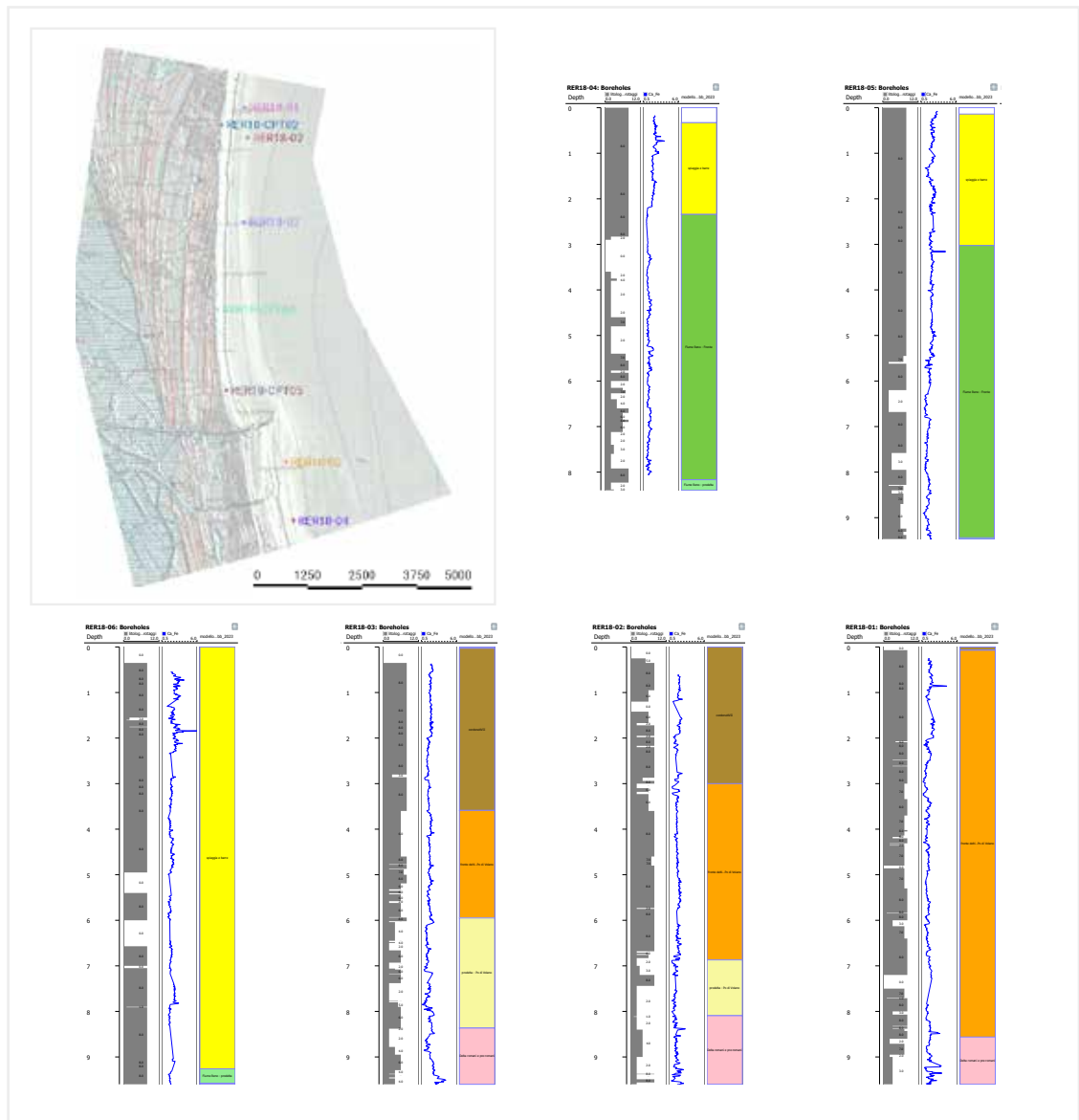


Figura B.8. Confronto e correlazione tra i 6 sondaggi a mare; i corpi geologici rappresentati sono: spiaggia e barre (giallo), cordone litorale del XVII secolo (marrone), fronte deltizio del Fiume Reno (verde), fronte deltizio del Po di Volano (arancione), prodelta del Po di Volano (giallo chiaro), delta medievali e romani (rosa); sono riportati (linea blu) anche i dati XRF relativi al rapporto Ca/Fe. Nel settore meridionale, le sabbie di tetto sono attribuite alle sabbie litorali recenti che tendono a inspessire verso nord fino al sondaggio RER18-06 posto a nord del porto-canale di Porto Garibaldi; le sabbie litorali recenti ricoprono il lobo deltizio del fiume Reno che tende a chiudersi verso nord, circa all'altezza di Porto Garibaldi. Nei 3 sondaggi a destra nella figura B.8a (ubicati a nord di Porto Garibaldi) si osservano gli spessori massimi dei depositi del Po di Volano che si assottigliano verso sud; al tetto si riconosce l'unità attribuibile ai cordoni antichi successivi alla disattivazione del Po di Volano (datata al XVI secolo) che, in assenza dei depositi della spiaggia attiva, costituiscono anche il substrato. Nella porzione basale di questi 3 carotaggi si osservano intervalli limoso-argillosi alternati a livelli sabbiosi che testimoniano l'attività di foci più antiche, probabilmente romane e medievali [4].

cap. 8). Attraverso l'analisi stratigrafica sono stati distinti e caratterizzati i vari corpi geologici (spessore, estensione, età, ecc.) e si è ricostruita la dinamica dei flussi sedimentari del passato dai quali discende l'attuale propensione all'erosione di alcuni paraggi, come, ad esempio, quelli posti nel settore settentrionale del tratto costiero in esame.

La modellazione 3D è stata utilizzata per armonizzare tutti i dati a disposizione e rappresentare con maggior facilità le geometrie delle unità geologiche e le relazioni stratigrafiche; tale

approccio ha consentito di ri-analizzare le sezioni terra-mare (cap. 8) per rifinire le correlazioni. La figura B.9 riporta il volume modellato nell'area di interesse: il tratto costiero si sviluppa per circa 11 km mentre, trasversalmente alla linea di riva, tra terra e mare, per circa 6.4 km (per una superficie di circa 70 km²), il settore marino indagato è ampio tra 2 e 3.7 km. Il modello è limitato nel sottosuolo alla profondità di -35 metri s.l.m. Per la realizzazione sono stati utilizzati 40 profili CHIRP, 6 carotaggi a mare, le risultanze dell'analisi di suscettività e XRF sulle sei carote, 4 CPTU eseguite in spiaggia, 10 sezioni geologiche e tematiche (tra cui le sezioni terra-mare di cap. 8), la cartografia CARG, il modello digitale del terreno e batimetrico integrati.

Dal modello 3D sono state estratte diverse sezioni geologiche con orientazione parallela e trasversale alla linea di costa. In Fig. B.9 è riportata la sezione circa parallela a costa che correla i 6 sondaggi a mare.

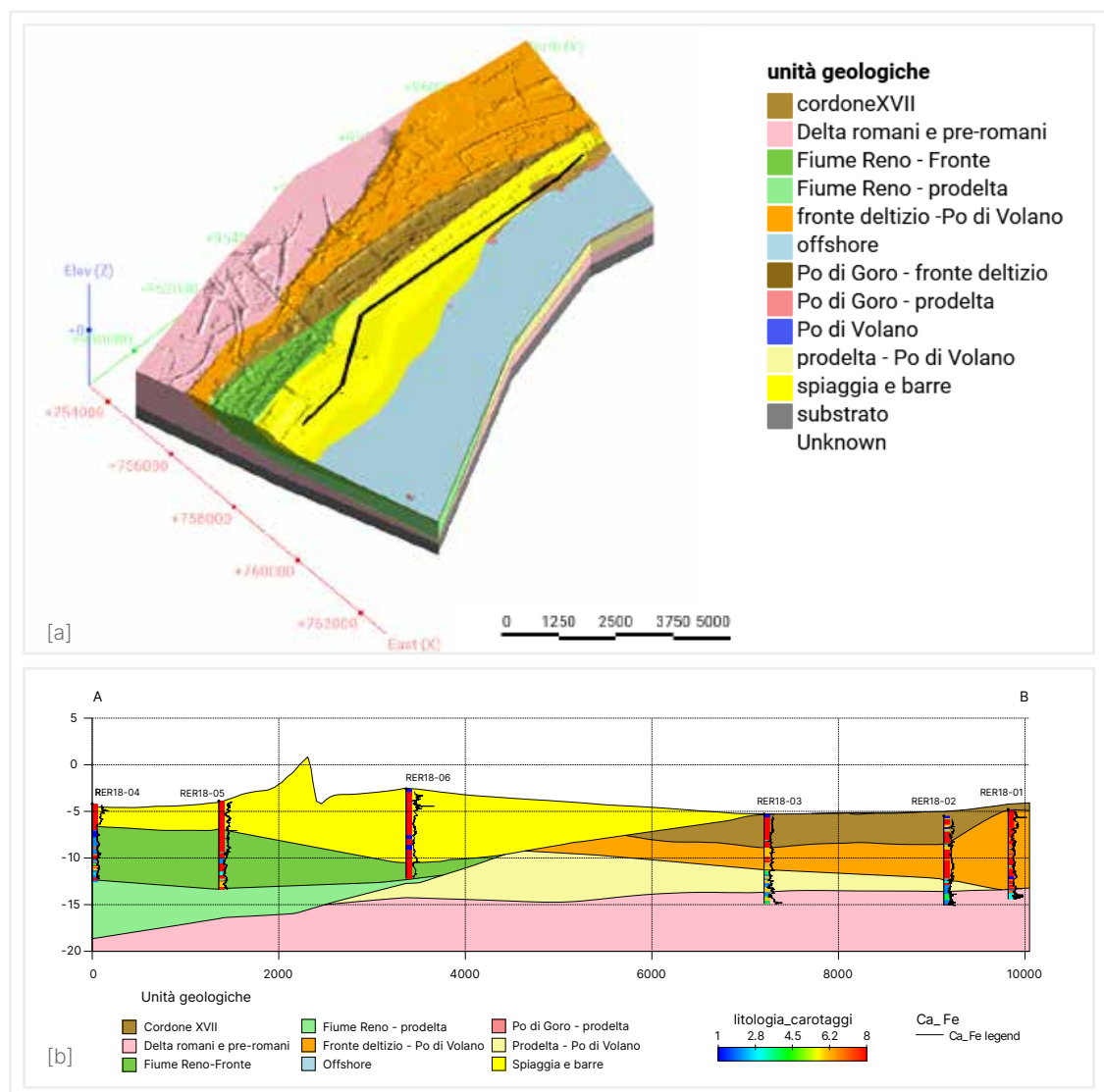


Figura B.9. [a] Modello geologico 3D e traccia della sezione di correlazione tra i sondaggi a mare; [b] sezione geologica parallela alla linea di costa che correla i sondaggi e ricostruisce le geometrie dei lobi deltizi e dei corpi di spiaggia. Nel settore a sinistra si osserva il lobo deltizio del fiume Reno che negli ultimi 200 anni ha subito profondi processi di rimodellamento e ridistribuzione delle sabbie (in giallo) verso nord, alimentandone l'accumulo di notevoli spessori; verso destra le sabbie recenti e attuali si assottigliano lasciando affiorare i corpi sabbiosi più antichi, depositati dal Po di Volano (in arancio), successivamente rielaborati dal mare a seguito della disattivazione della foce (in marrone). In profondità si ritrovano i depositi deltizi di età romana (in rosa), collegati ad una foce posizionata nei pressi dell'attuale Porto Garibaldi. Nota bene: le variazioni di spessore delle unità sono dovute anche all'orientazione variabile della traccia di sezione.

Questa sezione, in modo ancor più incisivo di Fig. B.8, mostra l'origine dei problemi erosivi del settore settentrionale dell'area in esame, caratterizzata dall'affioramento del substrato antico e dalla sostanziale assenza di una coltre sabbiosa recente. Con l'esposizione di un substrato appartenente alla piana deltizia fossile, possono venire alla luce, in zona di battigia, depositi limoso-argillosi, come già riscontrato in alcuni settori della costa, che rendono poco attrattiva la spiaggia, con conseguenti danni al turismo.

L'utilizzo dei dati XRF

Uno studio specifico è stato dedicato alla correlazione dei dati composizionali acquisiti tramite XRF *core scanner* nei 6 sondaggi a mare. La correlazione è stata realizzata per mezzo degli strumenti di interpolazione numerica in ambiente tridimensionale (Fig. B.10a); i dati sono sufficienti per poter elaborare con affidabilità il volume più prossimo alle indagini che è stato utilizzato per estrarre le sezioni tematiche bidimensionali (Fig. B.10b).

Le elaborazioni dei dati ottenuti con le analisi in continuo sulle carote mettono in evidenza la dinamica del trasporto lungo costa dei depositi sabbiosi e l'interazione della dinamica sedimentaria con le strutture costruite dall'uomo.

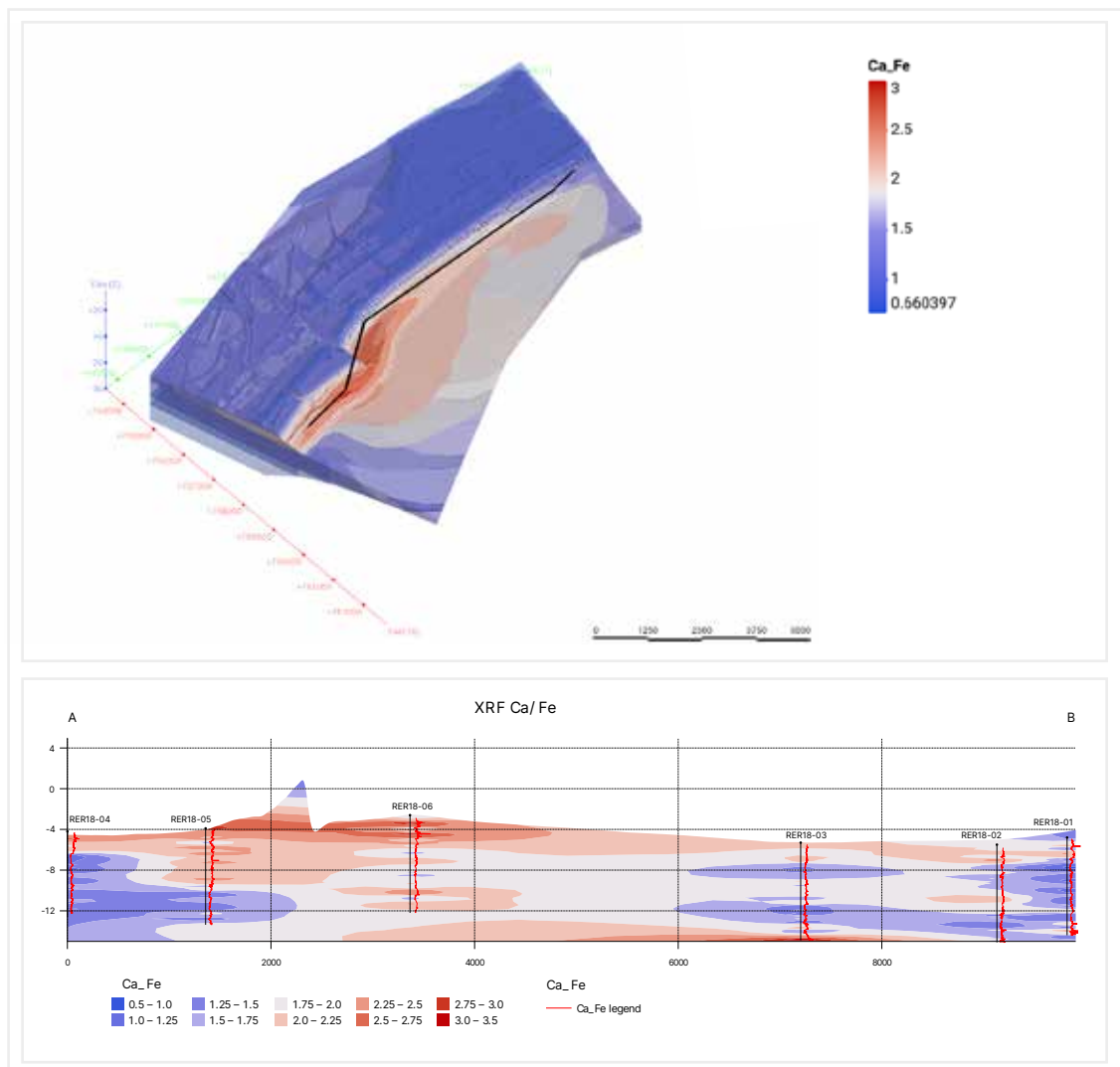


Figura B.10. [a] correlazione 3D dei dati XRF (rapporto Ca-Fe); [b] sezione tra i dati XRF (rapporto Ca/Fe) passante dai sondaggi a mare, estratta dal modello 3D.

Nel caso dei depositi a sud del porto canale di Porto Garibaldi (carotaggi RER18-04 e RER18-05) il valore del rapporto Ca/Fe nei depositi sabbiosi superficiali è alto e può essere preso ad esempio come un tracciante caratteristico di sedimenti sabbiosi provenienti dall'area Primario/Reno mentre i valori di Ca/Fe di carotaggi a nord di Porto Garibaldi sono più bassi. La presenza dei moli foranei e le loro modifiche nel tempo, atte a scongiurare l'ostruzione della bocca di porto, hanno impedito a gran parte della sabbia di oltrepassare l'ostacolo e di conseguenza di alimentare anche le spiagge a nord dell'abitato.

La situazione particolare riscontrata nel sondaggio RER18-05, dove il deposito sabbioso superficiale, arricchito in calcio, si appoggia sopra a sabbie con valori di Ca/Fe più bassi, evidenzia la potenzialità delle indagini composizionali non distruttive che permettono di distinguere, all'interno del deposito litologicamente omogeneo (sabbie), la presenza di sedimento di diversa provenienza e di ricostruire pertanto l'evoluzione della dinamica sedimentaria.

Nel carotaggio RER18-06 si nota un piccolo arricchimento del rapporto Ca/Fe nella parte superficiale che potrebbe essere messo in relazione con il bypass artificiale di sabbie dal lato sud dei moli al lato nord, avvenuto negli anni 2000.

Conclusioni

L'analisi stratigrafica, supportata dalla modellazione 3D e dall'utilizzo di tecniche relativamente recenti (XRF *core scanner*), si rivela uno strumento efficace per indagare l'assetto e l'evoluzione di litorali dinamici come quello compreso tra Lido di Spina e Lido delle Nazioni, soggetto a una forte pressione antropica ed esposto agli effetti del cambiamento climatico. Si conclude che la predisposizione all'erosione emersa dagli studi di geomorfologia trova un chiaro riscontro anche nel sottosuolo, dove gli spessori delle sabbie recenti sono molto variabili, riducendosi verso nord fino ad annullarsi. Il sistema litorale attuale è deficitario di sabbia a causa della disattivazione delle foci fluviali, occorsa già da diversi secoli in questo settore; lo scarso materiale che ancora alimenta le spiagge ferraresi proviene prevalentemente dalla cannibalizzazione degli accumuli presso foce Reno, in via di esaurimento, mentre gli apporti a nord sono assenti da circa 400 anni.

Queste considerazioni sono dirimenti nella scelta delle strategie di gestione da applicare a questo tratto di costa regionale. Nel breve periodo risulta utile rafforzare l'alimentazione artificiale delle spiagge, per contrastare il repentino arretramento che sta mettendo a rischio importanti ecosistemi e la sicurezza degli abitati. Contestualmente, si deve lavorare a una riorganizzazione di questo territorio, tenendo conto di questa tendenza che si potrà difficilmente contrastare, tanto meno invertire, anche alla luce degli scenari di innalzamento del livello del mare.

Bibliografia

- [1] Regione Emilia-Romagna (2019). Indicatori di suscettibilità costiera ai fenomeni di erosione e inondazione marina. Rapporti tecnici dell'Area Geologia, Suoli e Sismica.
- [2] Regione Emilia-Romagna (2022). Mareggiate e impatti sulla costa. Rapporti tecnici dell'Area Geologia, Suoli e Sismica.
- [3] Perini L., Calabrese L., Deserti M., Valentini A., Ciavola P. & Armaroli C. (a cura di) (2011). Le Mareggiate e gli impatti sulla costa in Emilia-Romagna, 1946-2010. I quaderni di Arpa, pp. 141. Arpa Emilia-Romagna, Bologna, ISBN 88-87854-27-5.
- [4] Calabrese L., Centineo M. C. & Cibin U. (a cura di) (2012). Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000 Foglio 204 Portomaggiore.

