

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA  
Dipartimento di: Agronomia Animali Alimenti  
Risorse Naturali E Ambiente

Corso di laurea magistrale in:  
Scienze e Tecnologie per l'Ambiente e il Territorio

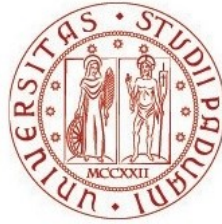
## **Metodi microsismici in barene lagunari per la caratterizzazione della rizosfera**

Relatore  
Prof. Jacopo Boaga  
Correlatore  
Dott. Alberto Carrera

Laureando  
Francesco Cagnin  
Matricola n. 2013848

ANNO ACCADEMICO 2023-2024





UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA  
Dipartimento di: Agronomia Animali Alimenti  
Risorse Naturali E Ambiente

Corso di laurea magistrale in:  
Scienze e Tecnologie per l'Ambiente e il Territorio

## **Metodi microsismici in barene lagunari per la caratterizzazione della rizosfera**

Relatore  
Prof. Jacopo Boaga  
Correlatore  
Dott. Alberto Carrera

Laureando  
Francesco Cagnin  
Matricola n. 2013848

ANNO ACCADEMICO 2023-2024



L'acqua di un fiume si  
adatta al cammino possibile,  
senza dimenticare il proprio  
obiettivo: il mare.

(Paulo Coelho)



## **RINGRAZIAMENTI**

Desidero esprimere la mia più sincera gratitudine a tutte le persone che, in vario modo, hanno contribuito alla realizzazione di questo lavoro di tesi.

In primo luogo, rivolgo un sentito ringraziamento al Prof. Jacopo Boaga, mio relatore, per la sua preziosa guida, i suoi stimolanti consigli e la sua costante disponibilità durante tutto il percorso di tesi. La sua competenza e passione per il settore hanno rappresentato un faro illuminante per me.

Un ringraziamento particolare va anche al Dott. Alberto Carrera, correlatore, per il suo supporto e per le sue osservazioni che hanno arricchito notevolmente questo lavoro.

Non posso dimenticare di ringraziare i miei genitori, Paola e Stefano, mia sorella Nadia ed il compagno Gianluca, per avermi sempre sostenuto e incoraggiato nei miei studi, nonostante tutte le difficoltà.

Alla mia fidanzata, Sara, il mio più profondo e sincero ringraziamento. Grazie per il tuo sostegno, la tua pazienza e il tuo amore costante, anche nei momenti più difficili. Sei stata il mio porto sicuro e la mia fonte inesauribile di forza. Ogni volta che ho dubitato di me stesso, sei stata tu a ricordarmi il mio valore e a spronarmi ad andare avanti. Questa tesi è anche il risultato del tuo incoraggiamento e della tua presenza. Senza di te, questo percorso sarebbe stato incompleto. Grazie per aver condiviso con me ogni momento di questa avventura e per essere stata al mio fianco con il cuore e con l'anima.

Un grazie di cuore va anche ai miei amici, che mi sono stati vicini in questo percorso, condividendo con me gioie e difficoltà.

Infine, un pensiero va a tutte le persone che, anche se non nominate esplicitamente, hanno contribuito in qualche modo alla realizzazione di questo lavoro.





## SOMMARIO

Ringraziamenti.....	III
Abstract.....	IX
Riassunto.....	XI
Introduzione e scopo .....	1
Capitolo 1 - Ambiente lagunare.....	5
1.1 Inquadramento geografico .....	5
1.2 Inquadramento geologico.....	6
1.3 Origine .....	7
1.4 Evoluzione .....	8
1.4.1 MOSE .....	8
1.5 Strutture morfologiche tipiche delle lagune.....	10
1.5.1 Barene .....	11
1.5.2 Bassifondi .....	12
1.5.3 Canali .....	12
1.6 Fattori che influenzano la dinamica delle barene .....	14
1.6.1 Ruolo della vegetazione.....	15
1.7 Area di studio – barena di San Felice .....	16
Capitolo 2 - L'indagine geofisica .....	19
2.1 Scopi e vantaggi dell'indagine geofisica .....	19
2.2 Teoria e principi dell'indagine geofisica .....	20
2.3 Metodi sismici.....	21
2.3.1 Onde sismiche.....	21
2.3.2 Attenuazione geometriche delle onde sismiche.....	23
2.3.3 Sismica a rifrazione.....	24

2.3.4 Processing, inversione ed interpretazione.....	25
Capitolo 3 - Acquisizione dei dati e metodi di analisi.....	29
3.1 Acquisizione dei dati.....	29
3.2 Analisi dei dati .....	31
3.2.1. First Break Picking .....	31
3.2.2 Inversione.....	32
3.2.3 Tomografia sismica.....	34
Capitolo 4 – Risultati .....	37
4.1 Introduzione ai risultati.....	37
4.2 Presentazione dei risultati .....	37
4.2.1 Dati in onda S.....	37
4.2.2 Dati in onda P.....	40
4.4 Interpretazione dei risultati .....	44
Capitolo 5 – Conclusioni .....	47
Bibliografia .....	51
Sitografia.....	57





## **ABSTRACT**

The conservation of lagoon marshes is essential for maintaining the ecological balance of lagoon systems, safeguarding biodiversity, providing critical ecosystem services, and preserving an irreplaceable natural and cultural heritage. However, climate change, with rising temperatures and sea levels, is accelerating the degradation of these transitional ecosystems. Consequently, it is urgent to identify and implement effective strategies to enhance the resilience of marshes to both current and future environmental pressures.

This study, conducted in the San Felice marsh - in the Venetian Lagoon - aims to demonstrate how halophyte vegetation, through the hydraulic and mechanical action of root systems, can mitigate bank erosion along marsh channels. Specifically, the research utilizes the geophysical technique of seismic refraction to measure the effects of vegetation on marsh soil stability, comparing vegetated marsh surfaces with those lacking vegetative cover.

The results indicate that vegetated soils exhibit greater resistance to bank erosion due to a higher propagation velocity of refracted seismic waves than in bare soils. This evidence suggests that halophyte vegetation plays a protective role, contributing to marsh stability through a bank-consolidating effect.

These findings underscore the need to adopt measures that encourage the colonization of marshes by halophytic species, thus protecting and preserving these fragile ecosystems. Promoting the development of halophyte vegetation could be an effective conservation strategy, helping to sustain the ecological functions of marshes and ensuring their survival in the context of accelerated climate change.



## RIASSUNTO

La conservazione delle barene lagunari è cruciale per mantenere l'equilibrio ecologico delle lagune, proteggere la biodiversità, fornire servizi ecosistemici essenziali e preservare un patrimonio naturale e culturale insostituibile. Tuttavia, i cambiamenti climatici che hanno portato all'aumento delle temperature e all'innalzamento del livello del mare, stanno accelerando il degrado di questi ecosistemi di transizione. È pertanto urgente individuare e implementare strategie efficaci per rendere le barene più resilienti alle pressioni ambientali attuali e future.

Questa tesi, condotta nella barena di San Felice - nella laguna di Venezia - si pone l'obiettivo di dimostrare come la vegetazione alofita, attraverso l'azione idraulica e meccanica delle radici, possa mitigare l'erosione delle sponde dei canali all'interno della barena. In particolare, lo studio utilizza la tecnica geofisica della sismica a rifrazione per misurare gli effetti generati dalla vegetazione sulla stabilità dei suoli di barena, confrontandoli con superfici prive di copertura vegetale.

I risultati indicano che i suoli vegetati presentano una maggiore resistenza all'erosione delle sponde grazie a una velocità di propagazione delle onde sismiche rifratte superiore rispetto ai suoli nudi. Questa evidenza suggerisce che la vegetazione alofita ha un ruolo protettivo, contribuendo alla stabilità delle barene attraverso un effetto di consolidamento delle sponde.

Questi dati supportano la necessità di adottare misure per incentivare la colonizzazione delle barene da parte di specie alofite, così da proteggere e conservare questi ecosistemi fragili. Favorire lo sviluppo della vegetazione alofita potrebbe essere una strategia di conservazione efficace, contribuendo a mantenere intatte le funzioni ecologiche delle barene e a garantire la loro sopravvivenza in un contesto di cambiamento climatico accelerato.





## INTRODUZIONE E SCOPO

Una laguna è un ambiente costiero caratterizzato da un corpo idrico salmastro, di profondità limitata, parzialmente o completamente separato dal mare aperto tramite barriere sedimentarie naturali, come cordoni litoranei, barre di sabbia, o isole. Si forma tipicamente in contesti geomorfologici di pianure costiere soggette a sedimentazione, dove il movimento delle maree e le correnti marine favoriscono l'accumulo di detriti e sedimenti che isolano parzialmente le acque interne dal mare.

Dal punto di vista ecologico, la laguna rappresenta un ecosistema di transizione tra ambiente marino e terrestre, con gradienti di salinità che variano dal salino all'acqua dolce, a seconda del contributo idrico di fiumi, precipitazioni, ed infiltrazioni marine. Questo rende la laguna un sistema ecotonale, capace di ospitare una biodiversità elevata, adattata a condizioni chimico-fisiche fluttuanti.

Le barene sono ambienti sedimentari tipici delle lagune di tutto il mondo, caratterizzate da una ridotta elevazione rispetto al livello medio del mare. Questi territori sono esposti e sommersi giornalmente con l'alternarsi delle maree ed ospitano una vegetazione alofila, la quale influenza le dinamiche sedimentarie, sia producendo sostanza organica sia modulando il flusso di marea. Tali processi favoriscono la sedimentazione o, al contrario, l'erosione (Allen, 2000).

La Laguna di Venezia, formata circa 7500 anni fa in seguito alla trasgressione marina post-glaciale, è un esempio emblematico di questo tipo di ambiente. Fin dal Medioevo, l'uomo ha modificato e controllato l'evoluzione della laguna in base a interessi economici e politici. La Repubblica di Venezia, tramite il Magistrato alle Acque, è intervenuta più volte alterandone morfologia e regime idraulico. Tra i principali interventi vi fu la deviazione di importanti fiumi, come il Brenta, il Piave e il Bacchiglione (D'Alpaos, 2010), che portò a una drastica riduzione dell'apporto sedimentario. Insieme alla subsidenza locale, ciò ha causato una notevole riduzione delle superfici di barena (Zecchin et al., 2008; Zecchin et al., 2009). Altri interventi recenti, come la costruzione di coste

artificiali e canali navigabili per il collegamento dei poli industriali di Mestre e Marghera con il mare Adriatico, hanno accelerato i processi erosivi (D'Alpaos, 2010).

Negli ultimi secoli, la superficie delle barene veneziane è diminuita drasticamente, e la loro sopravvivenza dipende dalla capacità di mantenere un'altezza superiore al livello medio del mare, compensando l'innalzamento marino con contributi sedimentari organici ed inorganici (Allen, 2000; Bartholdy, 2012). Questi habitat devono affrontare minacce come l'eustatismo e la subsidenza locale, rischiando di scomparire insieme alle specie che ne dipendono. La perdita delle barene rappresenterebbe una grave mancanza per l'ecosistema lagunare: riduzione delle inondazioni tramite lo smorzamento del moto ondoso, sequestro di contaminanti, habitat per numerose specie e una preziosa fonte di nutrienti (Allen, 2000).

Il presente lavoro di tesi, svolto nella barena di San Felice, si pone l'obiettivo di dimostrare che l'erosione delle sponde dei canali di barena può essere mitigata dall'assorbimento idrico radicale, svolto dalla vegetazione alofita. La rizosfera fornisce al suolo sia un rinforzo di tipo meccanico che idraulico. Quest'ultimo viene analizzato mediante la tecnica geofisica della sismica a rifrazione che permette una quantificazione degli effetti generati dalla presenza di vegetazione rispetto ad una superficie di barena non vegetata.





# CAPITOLO 1 - AMBIENTE LAGUNARE

## 1.1 Inquadramento geografico

La Laguna di Venezia con la sua forma arcuata, si sviluppa da sud-ovest a nord-est, estendendosi su una superficie di circa 550 km<sup>2</sup> lungo la fascia costiera dell'alto Adriatico, compresa tra la foce del fiume Brenta a sud e il tratto terminale del fiume Sile a nord. Il bacino lagunare si sviluppa per circa 55 km in lunghezza e 13 km in larghezza. Il margine marittimo è delimitato dalla litoranea del Cavallino a nord-est, dalle isole barriera di Lido e Pellestrina e dall'ala sinistra del delta del Brenta (Bondesan et al., 2008). Attualmente la laguna comunica con il mare tramite tre bocche di porto, denominate: Lido, Malamocco e Chioggia, che favoriscono un attivo ricambio d'acqua tra laguna e mare, variabile in funzione del regime delle maree (vedi Figura 1).



**Figura 1: immagine da satellite della laguna di Venezia (Google Earth ed elaborazione personale, 2024)**

La laguna di Venezia presenta un regime microtidale di tipo semidiurno, con ampiezze di marea di sigizie prossime a  $\pm 0,7$  m rispetto al livello medio del

mare nelle bocche di porto (Marani et al., 2004), corrispondente a un'escursione tidale complessiva di circa 1,4 m (Marani et al., 2006).

La morfologia attuale della laguna e la sua configurazione derivano da una complessa interazione tra processi naturali e antropici. Tra i fattori naturali, la subsidenza del suolo, le variazioni del livello medio del mare e l'apporto sedimentario dei fiumi (Gatto e Carbognin, 1981), insieme all'azione delle correnti di marea e del moto ondoso (D'Alpaos, 2010), hanno avuto un ruolo determinante. A questi si aggiungono gli interventi umani a partire dal XIV secolo, che hanno influenzato significativamente l'evoluzione del bacino lagunare (Gatto e Carbognin, 1981). Le opere di deviazione dei corsi d'acqua per ridurre l'interrimento della laguna, causato da una notevole deposizione di sedimenti fluviali, hanno portato a un'accentuazione dei processi erosivi. Tale tendenza erosiva è stata ulteriormente intensificata dalla subsidenza naturale della laguna e, dal secondo dopoguerra, da una subsidenza antropogenica indotta dall'estrazione di acque sotterranee (Gatto e Carbognin, 1981; Brambati et al., 2003). L'azione continua dell'uomo, modificando i caratteri idrodinamici e morfologici del bacino, è quindi cruciale per comprendere l'inversione evolutiva della laguna di Venezia, oggi sottoposta a processi di erosione e perdita delle strutture morfologiche, trasformandosi progressivamente in un prolungamento del mare aperto (D'Alpaos, 2010).

## **1.2 Inquadramento geologico**

Dal punto di vista geologico, la Laguna di Venezia si inserisce in un vasto bacino di avampaese, collocato tra il margine settentrionale della catena Appenninica, con direzione di vergenza verso nord, e il margine meridionale della catena Alpina, con vergenza verso sud. Durante il tardo Pliocene, nell'area si accumularono sedimenti marini di mare basso. Il Pleistocene inferiore, invece, fu segnato da un rapido inondamento del bacino e da condizioni di deposizione sedimentaria limitata, seguito, fino al tardo Pleistocene, dall'accumulo di una successione sedimentaria di circa 750 metri, costituita principalmente da depositi di piana alluvionale con incisioni locali da canali fluviali (Zecchin et al., 2008; Zecchin et al., 2009). Questa successione, con andamento regressivo da torbiditi bacinali a depositi deltizi, si accumulò in

seguito all'abbassamento glacio-eustatico associato all'Ultimo Massimo Glaciale (LGM), circa 18.000 anni BP (Zecchin et al., 2009). La risalita eustatica successiva, nota come trasgressione Flandriana, innescata dal miglioramento climatico e dall'incremento delle temperature medie (Tosi, 1994), ha promosso la formazione di sistemi di laguna-barriera nel settore nord-adriatico, portando alla deposizione della successione olocenica sopra i depositi alluvionali (Zecchin et al., 2008).

### **1.3 Origine**

La Laguna di Venezia si è originata circa 6.000-7.000 anni BP durante la trasgressione Flandriana dell'Olocene (Brambati et al., 2003). La genesi delle lagune dell'Alto Adriatico, in accordo con vari autori, è correlata alla presenza di una costa bassa, caratterizzata da estesi sistemi fluviali, elevato apporto sedimentario e progressiva sommersione, causata sia dall'innalzamento eustatico accelerato sia dalla subsidenza indotta dalla compattazione dei sedimenti alluvionali e marini. In tali condizioni, la linea di costa era periodicamente soggetta a inondazioni nelle fasi di alta marea più pronunciate e a prolungate esposizioni durante la bassa marea. L'azione delle correnti ha quindi favorito lo sviluppo di una rete complessa di canali, elemento chiave dell'ambiente lagunare (D'Alpaos, 2010).

La laguna originaria era di dimensioni inferiori rispetto all'attuale e lo scambio idrico con il mare avveniva tramite otto bocche, contro le tre attuali. Inizialmente, il bacino lagunare riceveva significativi apporti sedimentari dai fiumi Adige, Bacchiglione, Brenta, Sile e Piave, che sfociavano direttamente o in prossimità della laguna. Questa continua alimentazione, compreso l'apporto dal Po, superava il tasso di innalzamento del livello del mare e la subsidenza, portando alla chiusura progressiva delle bocche lagunari e alla formazione di barre sabbiose all'imbocco dei fiumi, dovute all'incontro tra le correnti fluviali e marine (Gatto e Carbognin, 1981; Brambati et al., 2003; D'Alpaos, 2010).

## 1.4 Evoluzione

Negli ultimi secoli, la morfologia della Laguna di Venezia è stata profondamente alterata dalle attività umane, sempre orientate a rispondere ad esigenze socioeconomiche. Interventi come la deviazione dei fiumi, la costruzione di canali artificiali e l'estrazione di acque sotterranee hanno modificato significativamente l'apporto di sedimenti e l'idrodinamica locale. A partire dal XV secolo, vennero attuati degli interventi per arginare l'interrimento della laguna, che minacciava le attività economiche della Serenissima, e preservarne dunque la funzionalità. I vari fiumi che sfociavano nella laguna immettevano grandi volumi di sedimento, soprattutto durante i periodi di piena, che si accumulavano sul fondale poiché la velocità delle correnti di marea era troppo bassa per mantenere le particelle sospese e trasportarle verso i canali e infine le bocche lagunari.

Data la scala temporale lunga, richiesta per il naturale abbassamento e la subsidenza del bacino rispetto ai rapidi apporti sedimentari, il destino della laguna sembrava essere l'interrimento progressivo (D'Alpaos, 2010). Attraverso una serie di interventi idraulici, il deflusso dei fiumi fu allontanato dalla laguna, invertendo il suo destino evolutivo naturale e favorendo l'approfondimento del bacino (Gatto e Carbognin, 1981; Brambati et al., 2003).

Dal XX secolo, ulteriori trasformazioni dell'ecosistema lagunare sono state causate dall'intenso sfruttamento delle riserve di acqua sotterranea per scopi industriali. Queste attività hanno influenzato radicalmente l'idrodinamica della laguna, provocando erosione e approfondimento dei fondali, alterando l'equilibrio naturale e avvicinando progressivamente la laguna alle condizioni marine (Gatto e Carbognin, 1981).

### 1.4.1 MOSE

Nella seconda metà del XX secolo emerse l'esigenza di proteggere Venezia e la sua laguna dal fenomeno delle acque alte, un problema che raggiunse proporzioni drammatiche durante l'alluvione del 4 novembre 1966, quando la città fu sommersa da un'acqua alta di 194 cm. Questo evento costituì un catalizzatore per l'attenzione nazionale e internazionale, evidenziando l'urgenza



di una soluzione ingegneristica in grado di preservare Venezia e il suo patrimonio unico a livello globale.

A partire dagli anni '70, furono intrapresi i primi studi mirati all'individuazione di soluzioni tecniche atte a contrastare le acque alte, con l'obiettivo di minimizzare l'impatto sull'equilibrio ecologico della laguna. Le analisi presero in considerazione diverse strategie, tra cui barriere mobili, dighe fisse, chiusure parziali delle bocche di porto e interventi per il rialzo delle rive urbane.

Nel 1984 venne ufficialmente presentato il progetto del MOSE, un sistema di barriere mobili da collocare presso le tre bocche di porto della laguna (Lido, Malamocco, Chioggia). La progettazione e realizzazione dell'opera furono affidate dal Ministero dei Lavori Pubblici al Consorzio Venezia Nuova, un raggruppamento di imprese specializzate.

Durante gli anni '90, vennero condotti approfonditi studi geotecnici e ambientali, con simulazioni volte a verificare l'efficacia delle barriere mobili e la loro compatibilità con l'ecosistema lagunare. Successivamente, nel 2003, ebbero inizio i lavori per la costruzione delle strutture del MOSE. Il progetto prevedeva la realizzazione di paratoie mobili capaci di sollevarsi in presenza di maree eccezionali, isolando temporaneamente la laguna dal mare.

Il MOSE fu attivato per la prima volta il 3 ottobre 2020, in risposta a una marea eccezionale di 125 cm. In quell'occasione, le barriere si sollevarono con successo, prevenendo l'allagamento di Venezia e segnando un momento storico per la città.

Il funzionamento del MOSE sta già determinando modifiche idrodinamiche significative, dovute all'alterazione delle dinamiche di scambio idrico naturale tra la laguna e il mare Adriatico. Durante i periodi di chiusura prolungata delle paratoie, si registra una riduzione del ricambio idrico. Inoltre, le opere fisse associate al progetto (vedi Figura 2) hanno determinato un aumento della velocità delle acque in ingresso, a causa della diminuzione dell'area della sezione d'accesso. Tali alterazioni hanno implicazioni inevitabili sulla morfologia dei fondali lagunari (D'Alpaos, 2009).

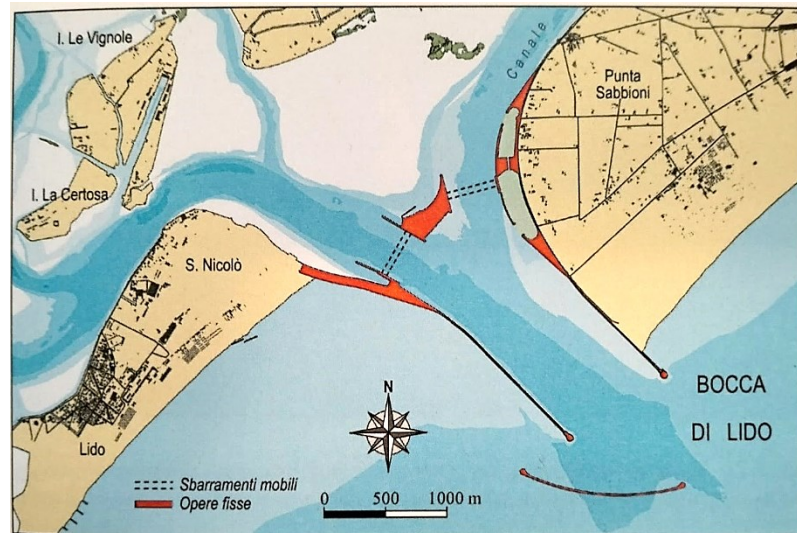


Figura 2: Bocca di Lido. Le opere previste dal progetto definitivo dalle "acque alte" (D'Alpaos, 2009).

## 1.5 Strutture morfologiche tipiche delle lagune

La laguna di Venezia, analogamente agli altri ambienti intertidali connessi al mare ed influenzati da fluttuazioni tidali, presenta peculiari forme morfologiche, la cui origine ed evoluzione sono determinate principalmente dall'apporto di sedimenti fluviali e marini, nonché dall'azione delle maree e delle onde di origine eolica. Queste strutture giocano un ruolo cruciale, poiché influenzano significativamente l'idrodinamica locale e rivestono importanti funzioni ecologiche.

Le principali forme morfologiche che caratterizzano le lagune costiere dell'Alto Adriatico e, in modo simile, gli ambienti estuarini di altre regioni, si classificano in tre tipologie: le barene, i bassifondi e la rete di canali. La Figura 3, illustra schematicamente la distribuzione di questi tre ambienti all'interno della laguna di Venezia.



**Figura 3: distribuzione delle tipiche strutture morfologiche nella laguna di Venezia.**

(D'Alpaos e Defina, 2007)

### 1.5.1 Barene

Le barene rappresentano aree di transizione tra terre emerse e ambiente marino, costituite prevalentemente da sedimenti limosi e argillosi. Situate appena sopra il livello medio del mare (Marani et al., 2004), costituiscono l'ambiente tidale ad elevazione superiore.

Posizionate a un'elevazione tale da essere inondate dalle maree mediamente due volte al giorno nella laguna di Venezia, le barene favoriscono la crescita di vegetazione alofila (Marani et al., 2004), cioè specie vegetali adattate a suoli con elevato contenuto salino e saturazione idrica (Marani et al., 2006). Le alofile, o alofite, sono le uniche specie vegetali in grado di prosperare su suoli salati parzialmente emersi, dove l'acqua circolante presenta una salinità superiore a quella marina ( $\geq 1-2\%$ ) a causa dell'apporto di acque marine e dell'intensa evaporazione.

Le superfici di barena sono generalmente tabulari, ma piccoli gradienti di elevazione influenzano la distribuzione della vegetazione, organizzata in patch distinti (Pennings et al., 2005; Marani et al., 2004, 2006, 2013). La vegetazione è un elemento essenziale per la stabilità delle barene (Fagherazzi et al., 2012), poiché modula la circolazione idrodinamica e il trasporto sedimentario (Friedrichs e Perry, 2001). La presenza delle alofile incrementa la sedimentazione inorganica tramite la resistenza al flusso, riducendo velocità e turbolenza (Leonard e Luther, 1995), intrappola particelle sospese grazie alla

cattura diretta da parte di steli e foglie (Mudd et al., 2010) e contribuisce all'accumulo di materia organica, promuovendo tassi di crescita verticale (Morris et al., 2002; Mudd et al., 2009). Inoltre, la vegetazione smorza il fenomeno di risospensione dei sedimenti, causato dalle onde generate dal vento (Friedrichs e Perry, 2001).

Le barene rivestono un ruolo significativo nella dinamica geomorfologica e biologica delle aree intertidali (D'Alpaos et al., 2012): attenuano l'energia del moto ondoso, proteggendo le coste e agiscono come aree di intrappolamento dei sedimenti (Marani et al., 2006). Inoltre, le barene forniscono rilevanti servizi ecosistemici, tra cui la ritenzione di nutrienti, la depurazione di sostanze inquinanti e l'immagazzinamento di carbonio organico (Chmura et al., 2003; Kirwan e Mudd, 2012).

### 1.5.2 Bassifondi

I bassifondi sono aree con una quota inferiore rispetto alle barene, situate al di sotto o in prossimità del livello medio del mare. Queste zone si trovano generalmente in prossimità dei principali canali lagunari e rimangono sommerse per gran parte del ciclo di marea (Marani et al., 2004).

L'elevazione dei bassifondi, consentendo l'emersione solo durante le basse maree pronunciate, non favorisce l'insediamento della vegetazione alofila, ma supporta un ecosistema marino distinto, costituito da fanerogame marine, alghe, piccoli crostacei e comunità microbiche bentoniche. L'assenza di una copertura vegetale densa permette alle onde, generate dal vento, di risospingere facilmente il sedimento, il quale, non trattenuto dalla vegetazione, viene trasportato dalle correnti di marea verso i canali principali e, infine, verso le bocche di porto (D'Alpaos, 2010).

### 1.5.3 Canali

L'ultima componente essenziale del sistema lagunare è costituita dalla rete di canali che attraversano barene e bassifondi, consentendo il flusso delle acque mareali. Questa rete di canali tidali, altamente interconnessa e ramificata, facilita il trasporto delle acque durante le fasi di flusso e riflusso, oltre a promuovere l'interscambio di sedimenti e nutrienti tra il mare e l'area

intertidale (Fagherazzi et al., 2012; Hughes, 2012). I principali canali lagunari, che originano dalle bocche di porto, si suddividono in bracci minori che incidono le barene, mentre nei pressi delle bocche stesse i canali sono più profondi, principalmente a causa dell'intensificazione dell'erosione legata alle correnti mareali.

L'attività antropica ha amplificato questi effetti erosivi, incrementando la velocità delle correnti e il prisma di marea, cioè il volume d'acqua che attraversa una data sezione del canale durante le fasi di flusso o riflusso.

Nelle vicinanze delle bocche di porto, l'elevata velocità delle correnti genera sforzi tangenziali che superano il valore critico necessario per la mobilitazione dei sedimenti, favorendo così la risospensione e il trasporto del materiale lungo il fondale. Allontanandosi dai canali principali verso le aree più interne della laguna, questi sforzi tangenziali si riducono progressivamente, limitando la capacità delle correnti mareali di spostare il sedimento (D'Alpaos, 2010). Tale dinamica contribuisce a modellare la configurazione batimetrica della laguna, rappresentata schematicamente in Figura 4.

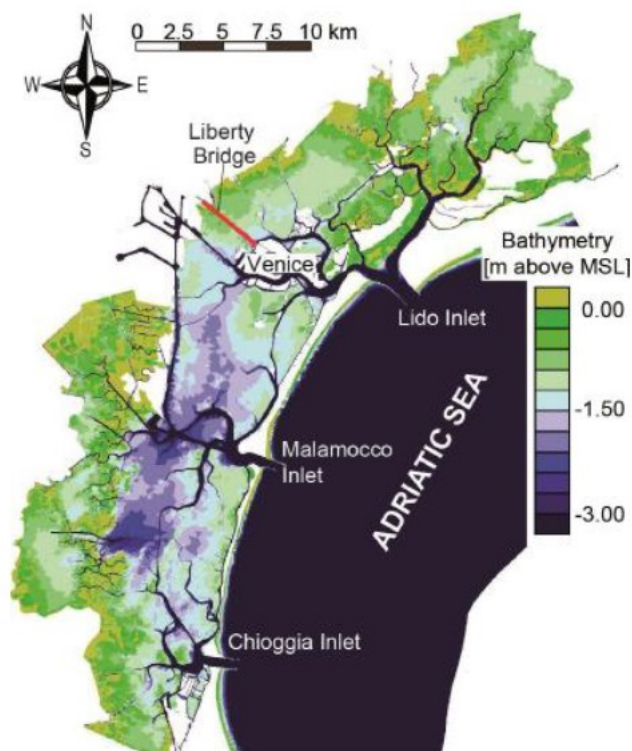


Figura 4: Batimetria della laguna di Venezia (D'Alpaos et al., 2013).

I canali minori, detti *ghebi* in dialetto veneziano, sono canali tidali più piccoli e meandriiformi che drenano le barene e le velme durante il riflusso e le allagano ad ogni ciclo di marea. La rete di canali minori che pervade barene e bassifondi influenza significativamente l'idrodinamica locale e la distribuzione del sedimento all'interno dell'ambiente intertidale (Marani et al., 2004). Questi *ghebi* rappresentano una fonte di sedimenti e nutrienti essenziali per l'ecosistema barenale (Fagherazzi et al., 2012).

I sedimenti trasportati lungo i *ghebi* derivano da diverse fonti:

- dal materiale eroso delle barene, quando il flusso o riflusso delle maree provoca il cedimento delle sponde dei canali minori;
- dal sedimento sospeso e mobilitato dall'azione delle correnti, delle onde e del traffico navale (D'Alpaos, 2010);
- dai depositi trasportati dai corsi d'acqua.

All'interno delle barene si trova un'ulteriore struttura morfologica distintiva, i *chiari*, piccole aree d'acqua salmastra o piovana intrappolate nelle depressioni della superficie barenale. L'origine di queste strutture è tuttora dibattuta in letteratura. Alcuni autori ritengono che i chiari derivino dal progressivo interrimento e successivo abbandono di un *ghebo*, il cui letto si trasforma in una depressione in cui l'acqua si accumula. Altri suggeriscono che i *ghebi* stessi possano evolvere dai chiari per favorire il flusso d'acqua tra queste strutture e corpi idrici maggiori. La salinità elevata nei chiari impedisce l'insediamento di piante, rendendo queste aree prive di vegetazione.

## **1.6 Fattori che influenzano la dinamica delle barene**

I tre ambienti principali della laguna interagiscono strettamente e la loro evoluzione è influenzata da specifiche forzanti che ne determinano il destino morfologico.

L'evoluzione di queste strutture, in particolare delle barene, è regolata da fattori fisici e biologici, tra cui spiccano l'apporto sedimentario e l'eustatismo. Il bilancio tra il tasso di deposizione dei sedimenti e il tasso di innalzamento del livello medio del mare (TIMM) definisce la quota altimetrica della superficie

barenale, determinando la persistenza o la sommersione della stessa e, conseguentemente, la sua trasformazione in bassofondo (D'Alpaos et al., 2012). La formazione delle barene inizia con la colonizzazione dei *tidal flats* da parte di comunità batteriche, seguite da alofite capaci di tollerare la sommersione.

La vegetazione promuove l'accumulo di sedimenti fini e di sostanza organica, inducendo la crescita verticale della superficie e trasformando progressivamente il bassofondo in barena (Redfield, 1972; Marani et al., 2006; Davidson-Arnott, 2010). Finché l'apporto sedimentario sostiene un incremento altimetrico che bilancia il TIMM, la barena si mantiene stabile all'interno della zona intertidale. Tuttavia, con un innalzamento del livello medio del mare che ecceda valori critici, l'apporto di sedimenti risulta insufficiente rispetto al TIMM, determinando una riduzione della quota altimetrica della barena e portandola alla sommersione e alla trasformazione in bassofondo (D'Alpaos et al., 2012).

L'apporto sedimentario nella laguna comprende: una componente organica, proporzionale alla densità di biomassa vegetale e una componente inorganica, derivante dai sedimenti immessi nella laguna, che si depositano per decantazione o vengono catturati dalla vegetazione.

Negli ultimi secoli, a causa degli interventi antropici, la componente inorganica è variata, mentre la deposizione organica ha svolto un ruolo cruciale nella conservazione delle barene, specialmente in un ambiente microtidale come la Laguna di Venezia.

### 1.6.1 Ruolo della vegetazione

La stabilità delle barene dipende fortemente dalla presenza e distribuzione della vegetazione, che promuove la deposizione di sedimenti e riduce la risospensione causata dalle onde di vento. La vegetazione trattiene le particelle sospese di sedimento, facilitando l'accumulo di sedimento inorganico. Inoltre, influenza la dinamica di corrente, riducendone la velocità e la turbolenza, limitando l'energia sufficiente a mantenere le particelle in sospensione, e favorendone la deposizione (Fagherazzi et al., 2012). Agisce anche come protezione contro l'erosione delle barene, smorzando l'energia delle onde.

Anche la topografia barenale influenza lo sviluppo della vegetazione, creando una zonazione spaziale in cui le specie alofile sono distribuite in “macchie” secondo la quota.

Ogni specie mostra una preferenza altimetrica, che varia da una barena all'altra, ripetendosi verticalmente (Marani et al., 2004).

La quota della superficie barenale influisce sulla produzione di biomassa vegetale (Morris et al., 2002; Mudd et al., 2009; D'Alpaos et al., 2012). Infatti, esiste un intervallo ottimale di quote, compreso tra il livello medio del mare e il livello medio di alta marea, che favorisce la crescita delle alofite. Al di sotto di questa quota ottimale, la maggiore profondità dell'inondazione riduce la produttività delle piante, causando una diminuzione della sedimentazione. Questo processo innesca un riscontro negativo tra crescita vegetale, innalzamento del livello marino e sedimentazione (Morris et al., 2002; Mudd et al., 2009; Fagherazzi et al., 2012).

## **1.7 Area di studio – barena di San Felice**

L'area di studio è la barena di San Felice, localizzata nella porzione settentrionale della laguna di Venezia (Marani et al., 2006), nei pressi della località di Treporti e in prossimità della bocca di porto del Lido (Marani et al., 2004). La barena di San Felice è delimitata a sud dal canale omonimo, a nord e a ovest dal canale Gaggian, mentre a est confina con la Palude del Tralo. L'elevazione della barena varia tra circa 0 m s.l.m. e 0,40 m s.l.m., e la sua superficie ha registrato un incremento significativo nelle ultime decadi, passando da 522.000 m<sup>2</sup> nel 1968 a 546.000 m<sup>2</sup> nel 1998 (Belluco, 2001), vedi Figura 5 e Figura 6.

La barena è caratterizzata dalla presenza di una comunità vegetale alofila, costituita principalmente da specie come *Salicornia veneta*, *Limonium narbonense* e *Sarcocornia fruticosa* (Silvestri, 2000), con una presenza accessoria di *Spartina maritima* e *Juncus maritimus* (Marani et al., 2004).





Figura 5: collocazione dell'area di studio rispetto la laguna di Venezia (D'Alpaos et al., 2015)

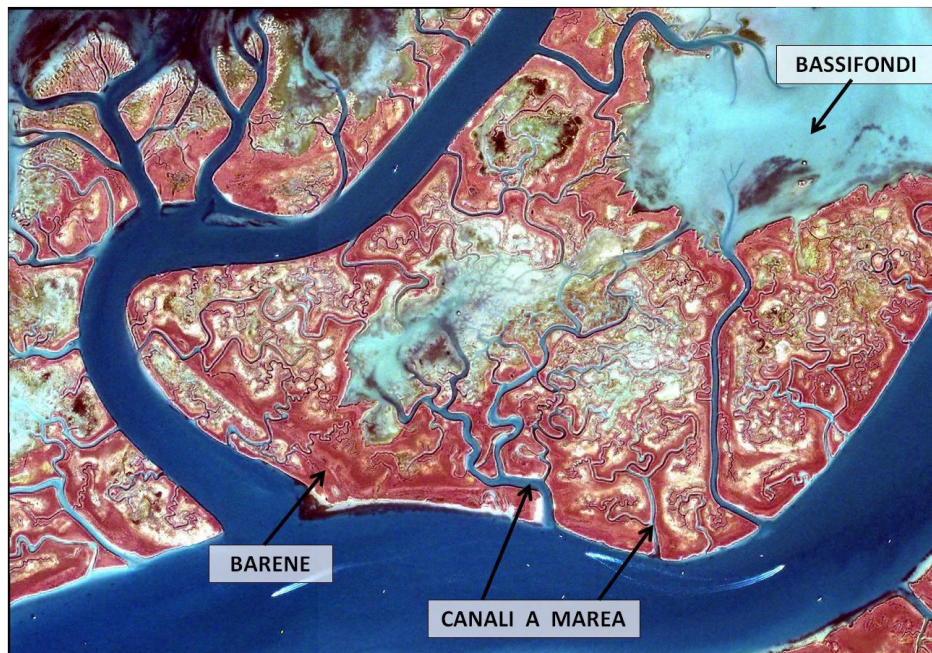


Figura 6: Immagine Ikonos di una porzione della Laguna di Venezia, in adiacenza al canale san Felice, nella quale si possono distinguere le forme caratteristiche degli ambienti a marea. (Pastro, 2016)



## **CAPITOLO 2 - L'INDAGINE GEOFISICA**

### **2.1 Scopi e vantaggi dell'indagine geofisica**

La geofisica è una scienza che studia le proprietà fisiche della Terra e i processi che avvengono sulla sua superficie e al suo interno. Le indagini geofisiche sono fondamentali per scopi minerari, geologici, archeologici, ingegneristici ed ambientali.

Le tecniche di indagine geofisica sono metodologie indirette che permettono di esplorare il sottosuolo senza ricorrere a misure invasive come scavi o carotaggi. Rispetto alle tecniche invasive, queste metodologie offrono tempistiche più rapide e costi ridotti, permettendo inoltre di estendere all'intero areale le indagini, che senza l'uso di tecniche geofisiche sarebbero state puntuali. Esse costituiscono, quindi, un ottimo strumento di supporto per gli addetti ai lavori che permettono di integrare e supportare le indagini dirette, carotaggi e scavi ad esempio.

Per utilizzare correttamente queste tecniche è indispensabile comprendere i principi fisici su cui si basano, al fine di identificarne i limiti e massimizzandone i vantaggi.

Nonostante la versatilità, la geofisica non è una soluzione universale per l'indagine del sottosuolo, poiché presenta alcune limitazioni. La profondità di indagine varia in base alla tecnica adottata ed alla tipologia di terreno, che essendo un mezzo eterogeneo, presenta proprietà anisotrope. Inoltre, è importante considerare la rappresentatività del dato: le indagini geofisiche non forniscono una visione diretta delle caratteristiche del sottosuolo, ma piuttosto una distribuzione spaziale del valore di una determinata proprietà fisica.

Successivamente, tramite processi di inversione, è possibile associare questi dati a specifiche facies geologiche.

Una classificazione preliminare delle tecniche geofisiche distingue tra metodi attivi e passivi, a seconda che impieghino o meno un segnale emesso dall'apparato di rilevazione.

Le tecniche attive, come l'impiego di onde sismiche o campi elettrici, richiedono l'emissione di un segnale diretto; le tecniche passive, invece, utilizzano segnali esterni, non generati strumentalmente.

I principali metodi geofisici comprendono: metodi geoelettrici, elettromagnetici, sismici, georadar e gravimetrici. I metodi geoelettrici studiano la diffusione della corrente elettrica nel sottosuolo, quelli sismici si concentrano sulla propagazione delle onde elastiche. I metodi elettromagnetici sfruttano la conducibilità elettrica indotta da un trasmettitore mentre il georadar (GPR), impiega impulsi elettromagnetici ad alta frequenza. Infine, la gravimetria, una tecnica passiva, consente di rilevare variazioni di densità nel sottosuolo attraverso misurazioni precise del campo gravitazionale terrestre.

## **2.2 Teoria e principi dell'indagine geofisica**

Il processo per condurre un'indagine geofisica inizia con la raccolta delle grandezze fisiche rilevanti tramite misurazioni sul campo, seguita dall'analisi dei dati acquisiti e dall'interpretazione dei risultati, al fine di definire le caratteristiche del sottosuolo esaminato.

Ogni strumento geofisico è dotato di un'antenna o di un sensore in grado di misurare una grandezza geofisica  $G$ , che rappresenta la risposta diretta di un parametro fisico  $P$  legato ad un punto specifico del dominio, dopo che questo è stato sollecitato da un segnale  $F$ .

$$G = G(P, F)$$

Nel caso di indagini indirette, la relazione tra il dato campionato e il modello finale non è univoca, pertanto non si può considerare il dato grezzo come una rappresentazione completa e definitiva del sito. Ogni dataset, infatti, contiene errori sistematici dovuti a limitazioni o difetti della strumentazione, la cui completa eliminazione è complessa.

Per ottenere una rappresentazione più accurata del sottosuolo, la risposta del segnale geofisico raccolto sul campo viene confrontata con un modello diretto, ossia una simulazione della risposta basata su un modello concettuale costruito utilizzando le informazioni geologiche preliminari del sito. La risposta finale

può essere ottenuta anche mediante una modellazione inversa, in cui il dato grezzo viene progressivamente trasformato in una sezione reale. Questo processo avviene confrontando il dato raccolto con un modello sintetico, attraverso una procedura iterativa volta a produrre un modello che rispecchi la tendenza del dato misurato, minimizzando l'errore associato a ciascuna misura.

Al termine dell'elaborazione, si ottiene una rappresentazione grafica che descrive la distribuzione del parametro fisico nell'area investigata.

## **2.3 Metodi sismici**

### **2.3.1 Onde sismiche**

Le onde sismiche costituiscono una tipologia di onde elastiche, caratterizzate dalla trasmissione tramite forze elastiche che agiscono tra le particelle del mezzo attraversato.

La propagazione di queste onde è accompagnata dal trasferimento di energia anche a notevoli distanze, e la velocità di propagazione dipende da due fattori principali: il modulo elastico, che determina l'interazione elastica tra le particelle, e il fattore inerziale, correlato alla massa delle particelle. Il primo contribuisce all'aumento della velocità di propagazione, mentre il secondo tende a ridurla. L'energia generata da una sorgente sismica si propaga nel mezzo generando onde di volume e onde di superficie.

#### *2.3.1.1 Onde di volume*

Le onde di volume, originate da una sorgente interna, si propagano all'interno del mezzo con fronti d'onda sferici o emisferici, a seconda della posizione della sorgente. In mezzi semi-infiniti come il terreno, l'impatto delle onde di volume sulla superficie libera genera nuove onde, chiamate onde di superficie, che interessano solo gli strati più esterni.

Sono suddivise in due principali categorie: onde P (primarie) e onde S (secondarie).

Le onde P, dette anche onde primarie, sono le più veloci e quindi le prime a raggiungere la superficie e i sismografi. La loro velocità varia tipicamente tra 1500 e 5000 m/s, a seconda del materiale attraversato, e sono in grado di

propagarsi anche nei fluidi. La propagazione è accompagnata da vibrazioni nella direzione dell'onda, producendo deformazioni alternate di compressione ed estensione. La velocità delle onde P può essere calcolata tramite la formula:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}G}{\rho}}$$

dove  $k$  è il modulo di compressibilità o modulo di Bulk, rappresentante la risposta del materiale a una compressione volumetrica;  $G$  è il modulo di taglio, ovvero la resistenza a deformazioni trasversali (anche noto come seconda costante di Lamé);  $\rho$  (rho) rappresenta la densità del mezzo.

La velocità delle onde P è influenzata dalla porosità del mezzo, in particolare si riduce quando l'onda attraversa un mezzo poroso. Altro aspetto da considerare è la profondità dei materiali non porosi; infatti, la velocità delle onde primarie aumenta con l'aumento di essa. Come è noto, negli strati prossimi alla superficie la compattazione degli stessi è minore rispetto a quelli in profondità, che presentano quindi un valore del modulo di taglio maggiore.

Le onde S, od onde secondarie, giungono in superficie successivamente alle onde P poiché la loro velocità media è inferiore (tra 100 e 2000 m/s). Esse generano deformazioni di taglio e oscillazioni delle particelle su un piano contenente la direzione di propagazione. Non si trasmettono nei fluidi, in quanto questi non offrono resistenza al taglio. La loro velocità si calcola con la formula:

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}}$$

Materiali compatti e non porosi consentono alle onde S di propagarsi più velocemente grazie a un modulo di taglio elevato, mentre la velocità diminuisce in mezzi porosi o fratturati, particolarmente se riempiti con argilla o fluidi.

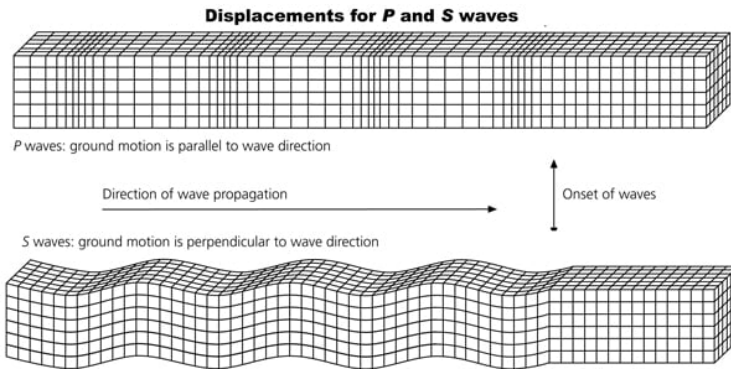


Figura 7: differenza di propagazione delle onde P ed S (<https://www.gktoday.in/>, 2024)

### 2.3.1.2 Onde di superficie

Le onde superficiali, generate dall'interazione delle onde longitudinali e trasversali con la superficie terrestre, si propagano lungo la superficie e sono responsabili dei principali danni durante un sisma. Sono di due tipologie: onde di Love e di Raileigh.

Le onde di Love inducono deformazioni di taglio con oscillazioni orizzontali trasversali alla direzione di propagazione.

Le onde di Rayleigh producono oscillazioni che combinano una componente verticale e una orizzontale, creando un moto ellittico retrogrado. La velocità delle onde R è calcolata in funzione della velocità delle onde S e del coefficiente di Poisson:

$$V_R = \frac{0.864 + 1.14\nu}{1 + \nu} V_S$$

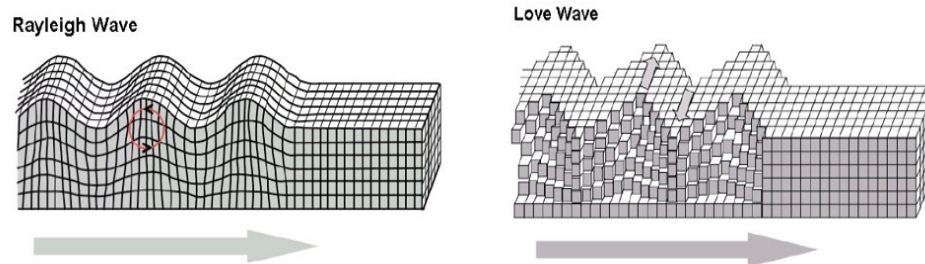


Figura 8: rappresentazione schematica delle onde di Rayleigh e di Love (Researchgate, 2024)

### 2.3.2 Attenuazione geometriche delle onde sismiche

Le onde di volume (P e S) si propagano con fronti d'onda sferici, mentre le onde di Rayleigh seguono fronti d'onda cilindrici. Aumentando la distanza dalla sorgente, l'energia delle onde diminuisce con un decadimento differente:

le onde di volume si attenuano con una legge  $1/r$  nel mezzo e  $1/r^2$  in superficie, mentre le onde di Rayleigh decrescono secondo la legge  $1/r^{0.5}$ , risultando prevalenti con la distanza. Le onde di superficie decrescono esponenzialmente in ampiezza con la profondità e sono preferibili per l'analisi dei primi strati, mentre le onde di volume si adattano meglio allo studio degli strati profondi.

### 2.3.3 Sismica a rifrazione

Le indagini sismiche a rifrazione permettono di caratterizzare la stratigrafia del sottosuolo basandosi sul principio fisico della rifrazione totale di onde sismiche, che si verifica quando un'onda sismica incontra una discontinuità tra due mezzi con diverse proprietà elastiche. La condizione essenziale per applicare la sismica a rifrazione è che la velocità di propagazione delle onde aumenti progressivamente con la profondità, condizione che si verifica spesso in natura.

Questo metodo non invasivo si basa sulla misurazione dei tempi di primo arrivo delle onde sismiche, sia di tipo P che di tipo S, generate da una sorgente superficiale e rilevate da una serie di geofoni disposti in superficie lungo un profilo lineare. L'analisi dei tempi di primo arrivo, registrati a distanze variabili dalla sorgente, consente di stimare la geometria del sottosuolo (topografia e configurazione delle interfacce) e le velocità sismiche.

Per ottenere risultati ottimali, si adotta generalmente una geometria lineare con un intervallo costante tra i geofoni; tuttavia, i software di ultima generazione supportano geometrie di acquisizione tridimensionali (x, y, z) e configurazioni personalizzate di sorgenti e ricevitori. La distanza tra i geofoni deve essere scelta in funzione della risoluzione desiderata: un intervallo minore garantisce maggiore dettaglio, mentre la lunghezza totale del profilo dovrebbe essere proporzionale alla profondità di indagine, approssimativamente stimata come un terzo o un quinto della lunghezza del profilo.

Dall'analisi dei sismogrammi registrati, e tramite l'identificazione dei primi arrivi ai geofoni (fase di picking), si ottengono le dromocrone, grafici che rappresentano i tempi di arrivo delle onde rifratte. Questi dati, elaborati con software dedicati, permettono di ricostruire le stratigrafie del sottosuolo.



Nel presente lavoro di tesi sono state utilizzate tecniche di sismica a rifrazione analizzando onde P ed onde S.

#### *2.3.3.1 Onde P*

La sismica a rifrazione ad onde P è una tecnica di indagine geofisica che utilizza le onde prime per caratterizzare le proprietà elastiche del sottosuolo. In particolare, le onde P (onde di compressione) sono le prime a propagarsi nel suolo perché più veloci. Le onde di compressione sono onde longitudinali, come visto precedentemente.

Nel rilievo sismico a rifrazione con onde P, sono necessari dei geofoni verticali disposti in sequenza che misurino il tempo di primo arrivo delle onde rifratte.

#### *2.3.3.2 Onde SH*

La *sismica a rifrazione ad onde SH* è una tecnica di indagine geofisica che utilizza onde di taglio orizzontale (SH, dall'inglese *Shear Horizontal*) per caratterizzare le proprietà elastiche del sottosuolo. Le onde SH sono onde di taglio in cui la particella del mezzo si muove perpendicolarmente alla direzione di propagazione dell'onda e parallelamente alla superficie terrestre, mantenendo un piano di polarizzazione orizzontale. A differenza delle onde P (onde di compressione), che si muovono nel mezzo in modo longitudinale, e delle onde SV (onde di taglio verticali), le onde SH non si propagano nei fluidi e quindi risentono poco della presenza di fluidi. Questo aspetto rende le onde SH particolarmente versatili.

Nel rilievo sismico a rifrazione con onde SH, è necessaria una sorgente sismica orizzontale che generi onde SH. Sono necessari dei geofoni orizzontali disposti in sequenza che misurino il tempo di primo arrivo delle onde rifratte.

#### *2.3.4 Processing, inversione ed interpretazione*

Il *processing* dei dati nelle analisi geofisiche è una fase cruciale che consiste nell'elaborazione, filtraggio ed interpretazione dei segnali sismici registrati durante un rilievo. L'obiettivo principale del processing è ridurre il rumore e migliorare la qualità del segnale, permettendo di interpretare correttamente la struttura e le proprietà fisiche del sottosuolo. Nei prossimi paragrafi, verranno

analizzate le diverse fasi che si susseguono per ottenere il modello del sottosuolo.

### 1. Importazione e preelaborazione dei dati

Nella fase di importazione, i dati grezzi vengono caricati nel software di elaborazione. Il formato in cui si trovano questi dati, contiene informazioni su: tempi di arrivo, coordinate, geometria dello stendimento e altri metadati. In seguito, si definisce la geometria, ossia la disposizione dei geofoni e della sorgente sismica, utilizzando coordinate e distanze. Questa configurazione è fondamentale per costruire un modello accurato. Successivamente, si correggono le variazioni dovute alle differenze di elevazione dei geofoni e alla topografia irregolare del terreno, assicurando che i tempi di arrivo siano confrontabili tra loro.

### 2. Filtraggio e Riduzione del Rumore

Con il filtraggio di frequenza, dei filtri passa-basso e passa-alto isolano il segnale sismico principale riducendo rumori indesiderati, come quelli dovuti al vento, traffico o alle vibrazioni meccaniche. Si può usare anche un filtro passa-banda per concentrare l'analisi sulla gamma di frequenze più utile per il segnale di interesse.

Il filtraggio spaziotemporale permette di distinguere tra rumori e onde utili in base alla loro distribuzione spazio-temporale, bloccando eventi con inclinazioni non compatibili con le onde sismiche attese. Il soppesamento di traccia uniforma l'ampiezza dei segnali tra i vari geofoni per evitare che tracce particolarmente rumorose distorcano l'analisi complessiva.

### 3. Picking dei tempi di primo arrivo

Il picking consiste nell'identificazione del tempo di primo arrivo delle onde sismiche presso ogni geofono. Il picking può essere di due tipologie: manuale od automatico. Nel picking manuale, l'operatore individua il primo arrivo visivamente, è un metodo accurato ma che richiede tempo. Nel metodo automatico, gli algoritmi individuano il primo arrivo basandosi su variazioni di ampiezza e fase nel segnale, permettendo un'analisi più veloce ma che può risultare meno precisa in presenza di rumore.

#### 4. Correzioni Dinamiche e Statiche

Il NMO (*Normal Moveout Correction*), corregge i tempi di arrivo in base alla distanza della sorgente dal geofono. Il muting rimuove parti del segnale che non contengono informazioni rilevanti (ad esempio, le onde superficiali che si muovono a velocità inferiore rispetto alle onde P e S) Lo *Stacking* ha lo scopo di mediare i segnali provenienti da diverse tracce di geofoni allineati per migliorare il rapporto segnale/rumore.

#### 5. Analisi della Velocità e Inversione

L'analisi di velocità permette di determinare la velocità di propagazione delle onde attraverso i vari strati. Questi valori di velocità sono fondamentali per costruire un modello stratigrafico e identificare cambiamenti nelle proprietà elastiche.

L'inversione è il processo che trasforma i tempi di arrivo in profondità, si passa quindi da un modello spazio-tempo ad un modello spazio-spazio. Ciò avviene sviluppando un modello del sottosuolo che mostra la disposizione e la velocità dei vari strati. Nei metodi di inversione si utilizzano algoritmi ricorsivi o metodi di differenze finite per calcolare un modello stratigrafico del sottosuolo.

#### 6. Visualizzazione dei Dati

La visualizzazione dei dati, si realizza attraverso mappe di velocità e modelli tridimensionali. Per studi dettagliati, si creano mappe di velocità e modelli 3D che mostrano la struttura del sottosuolo in modo dettagliato.

#### 7. Interpretazione Finale

L'interpretazione finale integra i risultati del processing per fornire un modello geologico del sottosuolo. Vengono individuate le principali discontinuità, le velocità dei vari strati e la geometria delle interfacce, utilizzando tali informazioni per descrivere e prevedere le proprietà del terreno.

In sintesi, il processing dei dati sismici è un flusso di lavoro complesso che utilizza tecniche avanzate per trasformare i segnali registrati durante i rilievi sismici in un modello dettagliato del sottosuolo.



# CAPITOLO 3 - ACQUISIZIONE DEI DATI E METODI DI ANALISI

## 3.1 Acquisizione dei dati

Come accennato nei capitoli precedenti, le campagne di acquisizione dei dati sono state 2: la prima, in ordine di tempo nel 2023, in onda P, mentre la seconda nel 2024, sia in onda P che in onda S.

Entrambe le campagne sono state realizzate, utilizzando uno stendimento lineare composto da 24 geofoni, con frequenza di campionamento pari a 0.25 ms, una distanza tra i geofoni di 0.2 m e durata di registrazione di 0.2 s. L'array è rimasto il medesimo durante tutta la durata della campagna di rilevamento. Le energizzazioni, sono state effettuate ogni 0,4 m, la prima per ciascun lato esternamente allo stendimento impiegando un micro-martello strumentato, nella campagna del 2024 specifica per generare onde SH, come sorgente di energia. La geometria dell'acquisizione è riportata nella Figura 9.

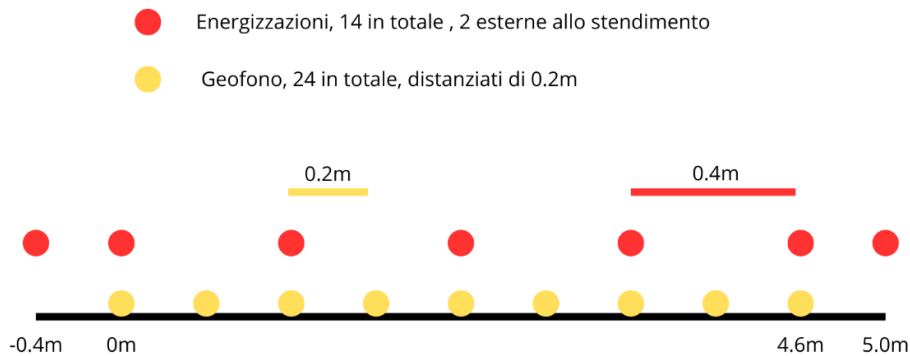


Figura 9: rappresentazione grafica dello stendimento attuato.



**Figura 10: acquisizione dei dati in barena, nell'immagine a sinistra si può notare lo stendimento su suolo nudo. Nell'immagine di destra, si può notare lo stendimento su suolo vegetato e l'uso del micro-martello strumentato (Carrera, 2023).**



**Figura 11: acquisizione dei dati in barena, nell'immagine a sinistra si può notare l'intero stendimento e il sismografo utilizzato. L'immagine di destra è un ingrandimento dell'immagine precedente (Boaga, 2024)**

## 3.2 Analisi dei dati

Il *first break picking*, come accennato nel Capitolo 2.3.4 Processing, inversione ed interpretazione, consiste nell'individuazione dell'istante di arrivo dell'onda sismica al geofono. Può trattarsi del tempo di arrivo (*traveltime*) dell'onda diretta o rifratta, a seconda che il geofono sia posizionato rispettivamente prima o oltre la distanza di *crossover*. Effettuare il picking di queste tracce implica l'individuazione, su ciascun grafico, dell'istante preciso in cui il segnale sismico raggiunge il geofono. Il processo di picking genererà un insieme di punti tempo-distanza che definiscono la dromocrona relativa alla singola energizzazione.

Inizialmente è stata effettuata un'operazione di *cleaning* dei dati pre-processamento dei dati, la quale ha permesso di distinguere più efficacemente i tempi di primo arrivo.

### 3.2.1. First Break Picking

Attraverso il software Geogiga Seismic Pro™ 10.0, si è svolto il first break picking, ma anche tutte le operazioni necessarie a rendere i dati adatti all'analisi. Nello specifico, le fasi che si susseguono per effettuare il first break picking sono essenzialmente 3.

1. Importazione dei dati, vengono caricati i dati sismici, nel formato *.dat*, e visualizzate le tracce sismiche all'interno dell'interfaccia del software
2. Applicazione dei filtri, per migliorare la qualità delle tracce registrate e facilitare l'operazione di picking, è stato eseguito un filtraggio dei dati. Applica filtri passabanda per rimuovere il rumore a bassa e alta frequenza, mantenendo solo il range di frequenze rilevanti per l'analisi delle onde rifratte
3. Picking manuale, si realizza posizionando manualmente il cursore nel punto di primo arrivo, registrando quindi il tempo di arrivo.

Dopo aver completato il picking, i tempi di arrivo sono stati esportati in file di testo *.sgt* per le analisi successive.

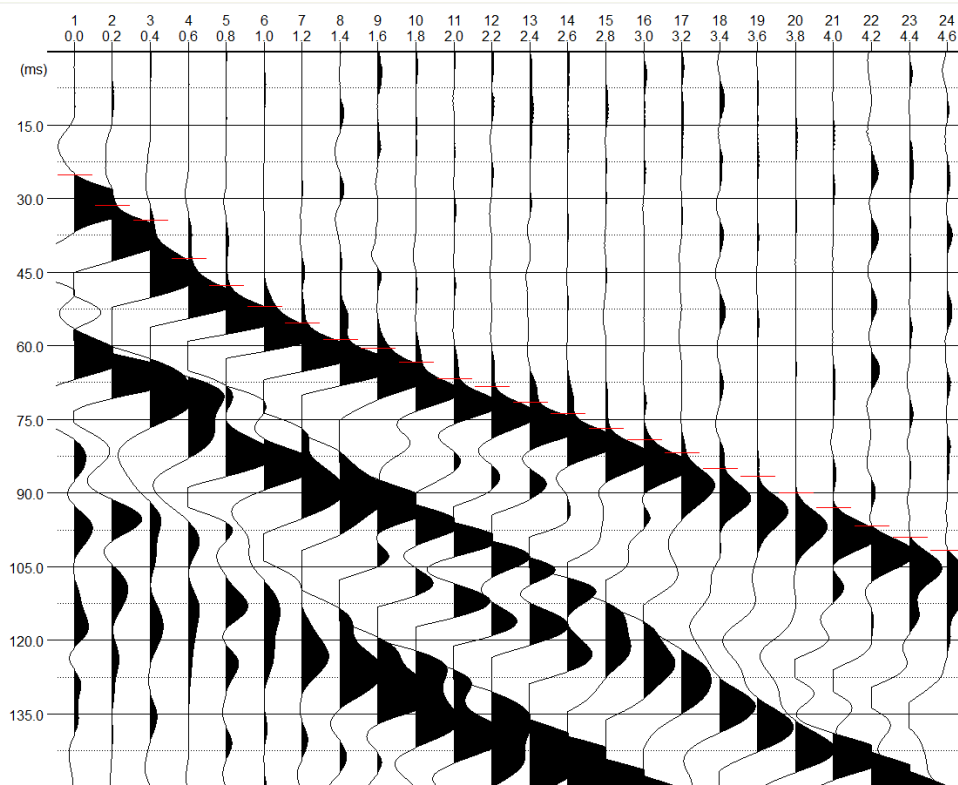


Figura 12: immagine che mostra come viene effettuata l'operazione del "first break picking".

### 3.2.2 Inversione

L'inversione dei *first break picking* nella sismica a rifrazione è una tecnica utilizzata per ottenere un modello di velocità del sottosuolo, partendo dai tempi di arrivo delle onde sismiche registrati sui geofoni. Questa procedura consente di ricostruire la distribuzione delle velocità sismiche in profondità, utile per identificare le caratteristiche stratigrafiche e strutturali del sottosuolo in questione.

pyGIMLi (Python Geophysical Inversion and Modelling Library) è un pacchetto open-source in Python per la modellazione geofisica diretta e inversa, progettato per applicazioni in geofisica e geologia. È utile per effettuare inversioni di dati geofisici e costruire modelli di sottosuolo. Il processo di inversione avviene attraverso diverse fasi.

#### 1. Modello Iniziale del Sottosuolo

Si definisce un modello preliminare del sottosuolo basato su ipotesi iniziali, generalmente strati con velocità sismiche costanti o gradienti di velocità crescenti con la profondità. Questo modello iniziale può essere ottenuto



utilizzando metodi semplificati, come l'interpretazione delle dromocrone di arrivo per stimare la velocità media degli strati.

## 2. Calcolo dei Tempi di Arrivo Teorici

Utilizzando il modello iniziale, si calcolano i tempi di arrivo teorici delle onde sismiche per ciascuna sorgente e geofono. Questo calcolo si basa sulla legge di Snell, che descrive il comportamento delle onde sismiche quando attraversano strati con velocità diverse. I tempi di arrivo teorici rappresentano la previsione che il modello iniziale farebbe sugli arrivi delle onde sismiche.

## 3. Confronto tra Tempi Osservati e Teorici

Si confrontano i tempi di arrivo osservati (ottenuti dal \*first break picking\*) con quelli teorici. Le differenze tra i due insiemi di tempi di arrivo sono considerate "residui" o errori, che indicano quanto il modello iniziale si discosta dai dati reali.

## 4. Ottimizzazione del Modello: Processo di Inversione

L'inversione cerca di minimizzare i residui tra i tempi teorici e osservati, modificando le proprietà del modello (ad esempio, velocità e spessore degli strati). Si utilizza un algoritmo iterativo di ottimizzazione, come il metodo dei minimi quadrati, che modifica gradualmente il modello di velocità fino a ottenere un accordo soddisfacente tra i tempi calcolati e quelli osservati. Ad ogni iterazione, il modello viene aggiornato per riflettere le nuove stime di velocità e spessori, e si ricalcolano i tempi di arrivo teorici.

## 5. Convergenza e Modello Finale

L'inversione continua fino a quando i residui rientrano in un intervallo accettabile o fino al raggiungimento di un criterio di convergenza (ad esempio, quando il cambiamento tra iterazioni è minimo). Il modello finale risultante è quello che meglio descrive la distribuzione delle velocità nel sottosuolo, coerente con i tempi di arrivo registrati.

## 6. Validazione del Modello

Il modello finale può essere validato utilizzando ulteriori dati o confrontando con conoscenze geologiche della zona. A volte, vengono eseguiti test di

sensibilità per valutare l'affidabilità del modello, verificando come piccoli cambiamenti nei dati di input influenzino l'output.

## 7. Visualizzazione e Interpretazione del Modello

Il risultato dell'inversione può essere rappresentato graficamente come un profilo di velocità o una sezione sismica, che mostra la variazione di velocità in profondità e lateralmente, fornendo informazioni ricercate.

L'analisi dei dati è stata la medesima per sia per le onde P che per le onde SH. Successivamente è stata eseguita una tomografia sismica.

### 3.2.3 Tomografia sismica

La tomografia sismica è una tecnica di rappresentazione delle variazioni di velocità delle onde sismiche che possono fornire informazioni sulle proprietà fisiche e composizionali del materiale attraversato. Possono essere rappresentate in maniera tri o bidimensionale. La tematizzazione permette di effettuare una valutazione quali quantitativa più efficace rispetto alla sola analisi delle velocità.

I risultati ottenuti verranno descritti nel prossimo capitolo.





## **CAPITOLO 4 – RISULTATI**

### **4.1 Introduzione ai risultati**

L'obiettivo del presente lavoro di tesi è verificare se l'erosione delle sponde dei canali di barena possa essere attenuata dall'azione della rizosfera. A tale scopo, si prevede di misurare la velocità di propagazione delle onde rifratte, sia per le onde P (onde di pressione) sia per le onde S (onde di taglio), rilevando un incremento della velocità a profondità superiori a 0,5 m.

Saranno analizzate inizialmente le onde S e successivamente le onde P, utilizzando i software descritti nel Capitolo 3.2 Analisi dei dati.

È importante sottolineare come i rilievi siano stati effettuati sia con alta che con bassa marea affinché fosse possibile valutare l'impatto della saturazione del suolo nella rifrazione delle onde P ed S.

### **4.2 Presentazione dei risultati**

#### **4.2.1 Dati in onda S**

I dati ottenuti in onda S, non hanno totalmente soddisfatto le aspettative, in quanto la penetrazione delle onde ha permesso di investigare solamente il primo mezzo metro di suolo. Le cause possono essere attribuite a:

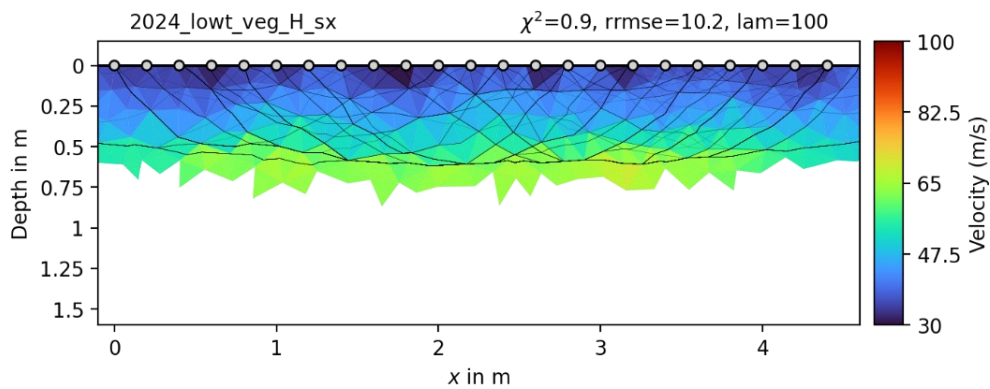
- La generazione di onde elastiche a bassa frequenza, che comporta una limitata capacità di penetrazione nel suolo;
- La natura delle onde S, le quali non si propagano nei fluidi; poiché il suolo di barena è saturo d'acqua, questa condizione impedisce alle onde S di raggiungere una profondità sufficiente.

L'analisi delle onde S ha comunque permesso di ottenere risultati significativi. Si è osservato infatti che, nella porzione superficiale, il suolo vegetato (VEG) presenta velocità inferiori rispetto al suolo nudo di barena (BARE). Tale differenza può essere attribuita ai seguenti fattori:

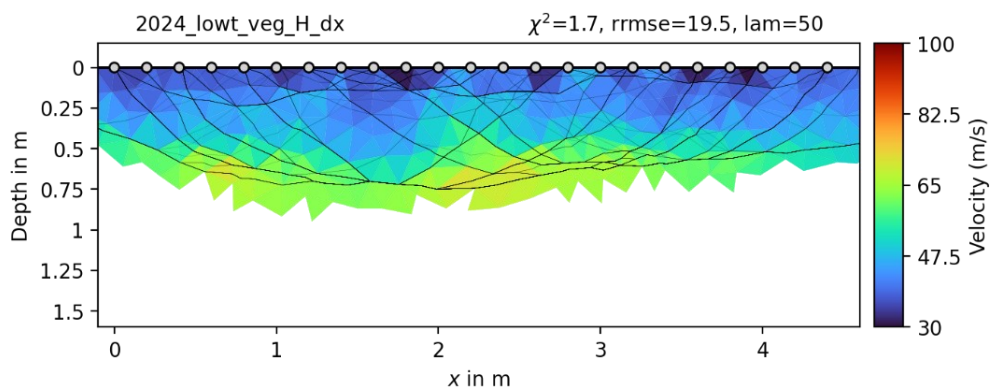
- Nel suolo vegetato, la presenza di piante alofite, con il loro apparato radicale, occupa parte del volume del suolo, rendendolo quindi meno

compatto e riducendone la densità apparente. Questa caratteristica diminuisce la velocità di propagazione delle onde elastiche, vedi: Figura 13 e Figura 14.

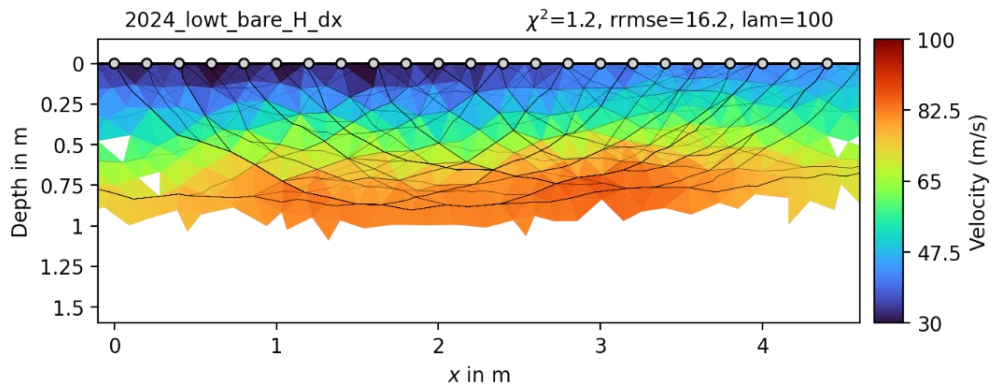
- Nel suolo nudo, l'assenza di vegetazione e il maggiore calpestio da parte dei frequentatori della barena, comportano una compattazione superiore, conferendo al suolo, almeno superficialmente, una maggiore rigidità e quindi una maggiore velocità di propagazione delle onde elastiche, che incontrano minore resistenza nel loro percorso, vedi: Figura 15 e Figura 16.



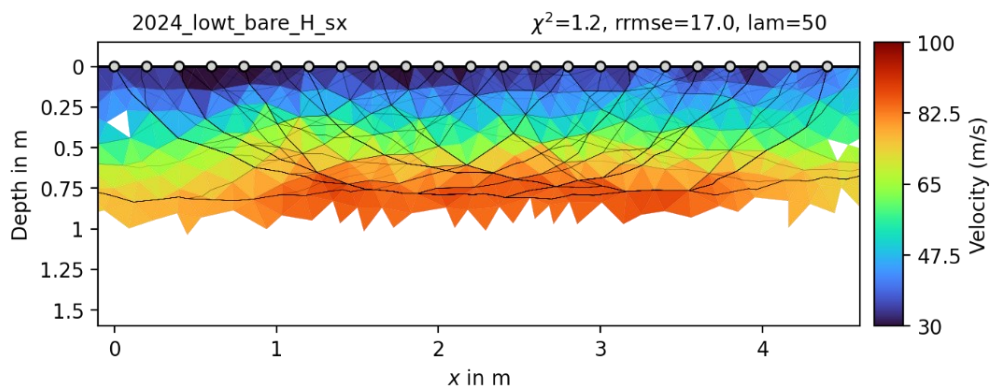
**Figura 13: Tomografia sismica a rifrazione utilizzando le onde SH, del suolo vegetato con bassa marea, lato sinistro, presso la barena di San Felice, 2024.**



**Figura 14: Tomografia sismica a rifrazione utilizzando le onde SH, del suolo vegetato e con bassa marea, lato destro, presso la barena di San Felice, 2024.**



**Figura 15: Tomografia sismica a rifrazione utilizzando le onde SH, del suolo nudo e con bassa marea, lato destro, presso la barena di San Felice, 2024.**



**Figura 16: Tomografia sismica a rifrazione utilizzando le onde SH, del suolo nudo e con bassa marea, lato destro, presso la barena di San Felice, 2024.**

#### 4.2.2 Dati in onda P

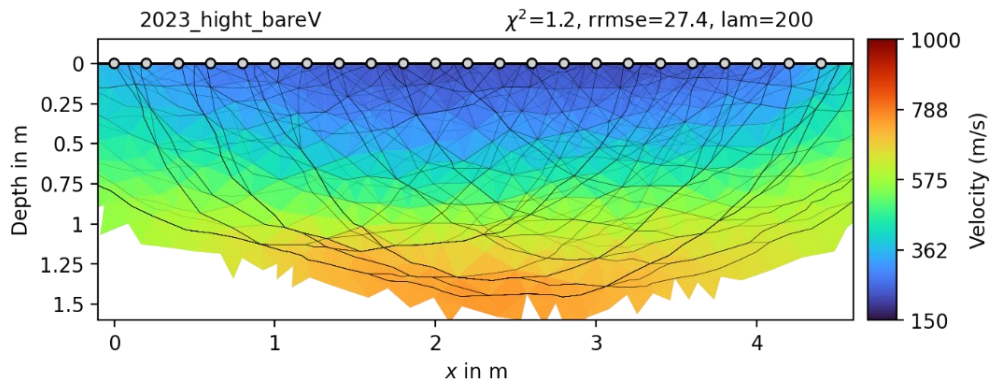
Per raccogliere evidenze a sostegno dell'obiettivo posto, si è reso necessario analizzare i dati acquisiti in onda P, ottenuti in due annate diverse, nel 2023 e nel 2024. In primo luogo, l'analisi ha confermato i risultati ottenuti in onda S: superficialmente, la velocità delle onde nel suolo vegetato risulta inferiore rispetto a quella nel suolo nudo, per le medesime ragioni precedentemente discusse (vedi 4.2.1 Dati in onda S).

Dall'analisi dei dati delle onde P emerge chiaramente, come mostrato nelle figure da pagina 41 a pagina 43, che la penetrazione dell'onda P è significativamente più efficiente rispetto a quella dell'onda S. Questa differenza è attribuibile alle proprietà intrinseche delle onde P, ovvero la capacità di propagarsi anche nei fluidi.

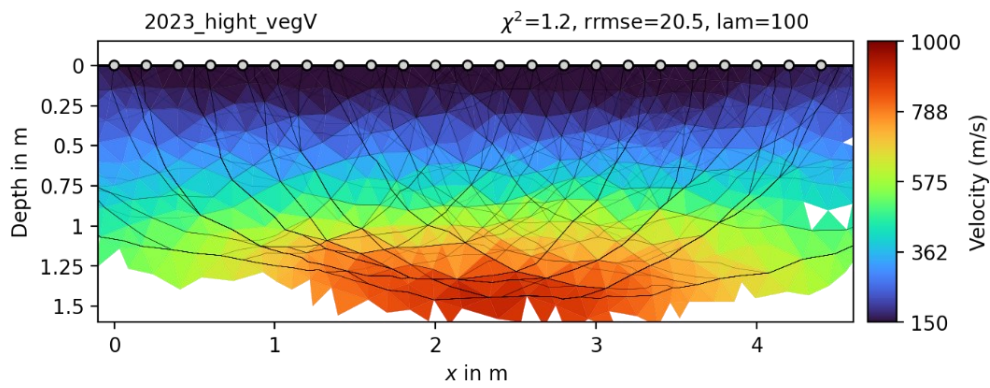
Si osserva inoltre, un aumento della velocità delle onde rifratte nei suoli vegetati rispetto ai suoli nudi a profondità superiori a 1 m. Questo fenomeno si verifica sia in alta marea (Figure Figura 17, Figura 18, Figura 21, Figura 22) che in bassa marea (Figure Figura 19, Figura 20, Figura 23, Figura 24) ed è attribuibile all'effetto di suzione idrica esercitato dalle radici delle piante alofite nel suolo vegetato. Tale processo induce una maggiore compattazione del suolo vegetato, conferendo una resistenza superiore all'erosione provocata dall'azione delle maree rispetto a un suolo privo di vegetazione.

E' possibile notare questa tendenza sia nel rilievo effettuato nel 2023 (Figura 17, Figura 18, Figura 19, Figura 20) che in quello del 2024 (Figura 21, Figura 22, Figura 23, Figura 24).

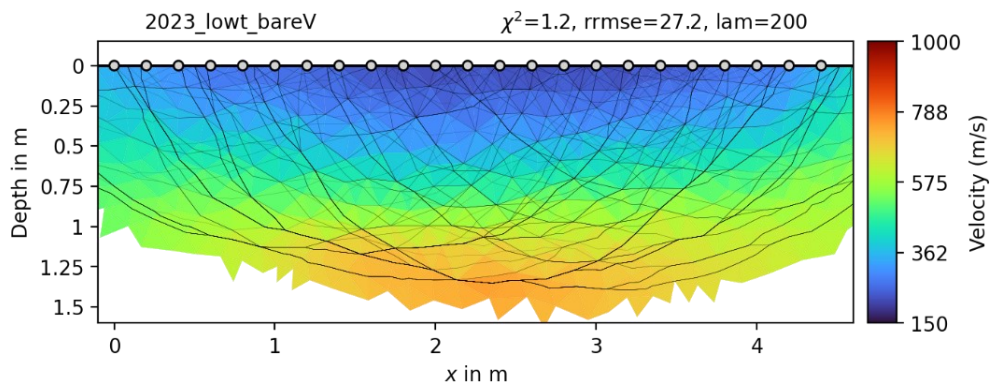




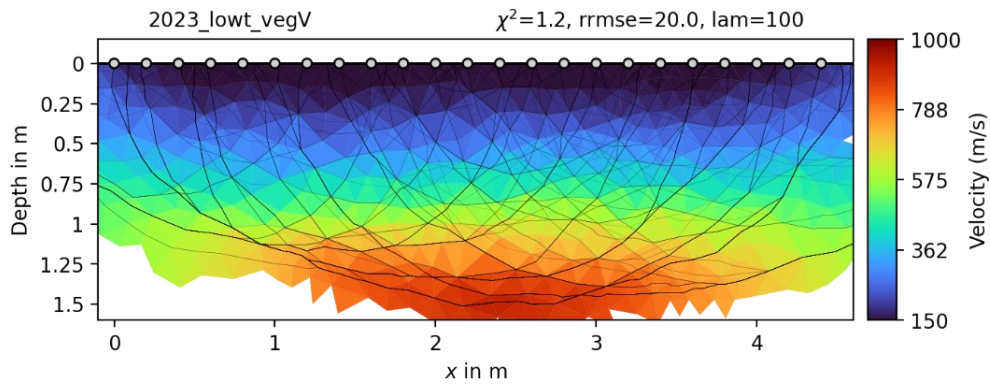
**Figura 17: Tomografia sismica a rifrazione utilizzando le onde P, del suolo nudo e con alta marea, presso la barena di San Felice, 2023.**



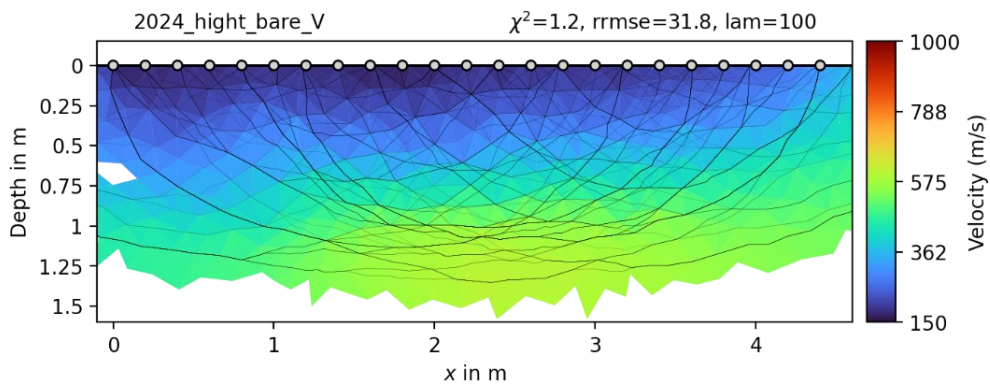
**Figura 18: Tomografia sismica a rifrazione utilizzando le onde P, del suolo vegetato e con alta marea, presso la barena di San Felice, 2023.**



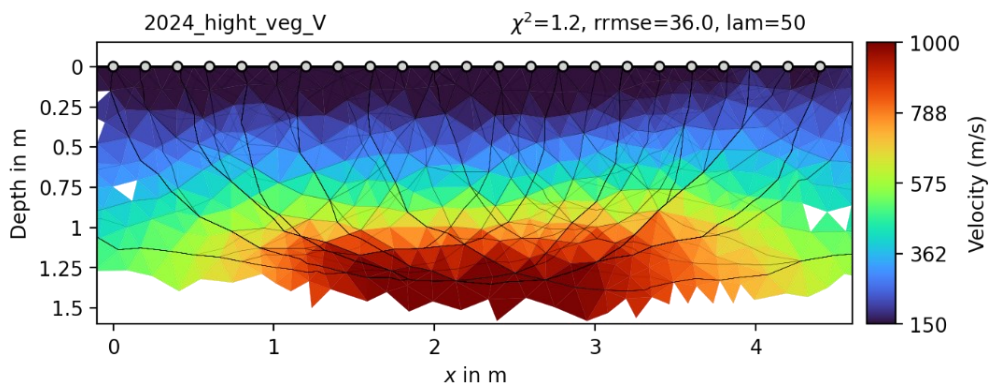
**Figura 19: Tomografia sismica a rifrazione utilizzando le onde P, del suolo nudo e con bassa marea, presso la barena di San Felice, 2023.**



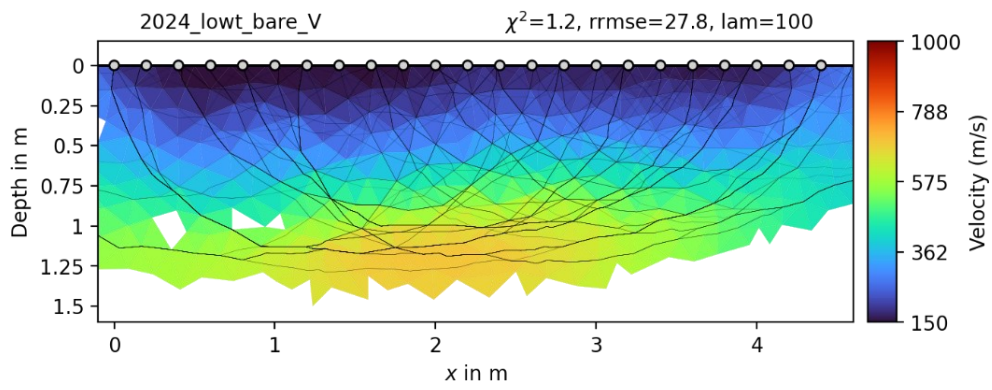
**Figura 20: Tomografia sismica a rifrazione utilizzando le onde P, del suolo vegetato e con bassa marea, presso la barena di San Felice, 2023.**



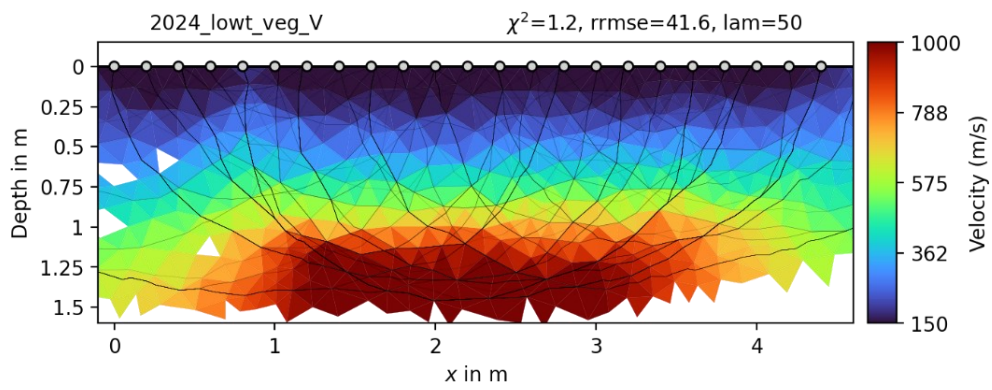
**Figura 21: Tomografia sismica a rifrazione utilizzando le onde P, del suolo nudo e con alta marea, presso la barena di San Felice, 2024.**



**Figura 22: Tomografia sismica a rifrazione utilizzando le onde P, del suolo vegetato e con alta marea, presso la barena di San Felice, 2024.**



**Figura 23: Tomografia sismica a rifrazione utilizzando le onde P, del suolo nudo e con bassa marea, presso la barena di San Felice, 2024.**



**Figura 24: Tomografia sismica a rifrazione utilizzando le onde P, del suolo vegetato e con bassa marea, presso la barena di San Felice, 2024.**



## 4.4 Interpretazione dei risultati

I risultati derivanti dall'analisi delle onde SH e, successivamente, delle onde P hanno fornito risposte agli obiettivi della ricerca, confermando l'ipotesi che il suolo vegetato possieda una maggiore resistenza sia meccanica che idraulica. È stato necessario includere le onde P poiché lo studio delle sole onde SH non offriva informazioni sufficienti per confermare o smentire l'ipotesi posta.

Questo risultato risulta particolarmente significativo poiché consente di quantificare, tramite la misurazione della velocità delle onde nel suolo, una proprietà già nota in letteratura (Mahannopkul, 2019 e Jotisankasa, 2024). I dati ottenuti sono incoraggianti, poiché evidenziano come il rinforzo fornito dall'azione della rizosfera si realizza in profondità, dove si verifica il fenomeno erosivo ad opera delle correnti di marea noto anche come *scalzamento al piede*, vedi Figura 25. La colonizzazione delle sponde e, in generale, dei suoli di barena da parte di specie alofite apporta un contributo positivo rilevante, favorendo la mitigazione degli effetti erosivi indotti dal moto delle maree su questo delicato ecosistema, essenziale per la conservazione ambientale.



**Figura 25: serie di immagini che da sinistra a destra, mostrano un esempio di scalzamento del piede di una sponda (Dragonflypondworks.com)**

È importante sottolineare come, la costruzione di opere di restringimento delle bocche di scambio tra laguna e mare aperto, ha aumentato la velocità delle acque in ingresso nelle barene, amplificando ulteriormente l'azione erosiva su queste aree, come descritto precedentemente (vedi Cap. 1.4.1 MOSE).





## CAPITOLO 5 – CONCLUSIONI

Il presente lavoro di tesi utilizza due metodologie geofisiche per lo studio dei sedimenti superficiali della barena di San Felice nella Laguna di Venezia, con l'obiettivo di valutare l'impatto dell'erosione causata dalle maree sul suolo barenale. In particolare, attraverso tecniche sismiche, è stato esaminato l'effetto delle radici delle piante sulla compattazione del terreno e sulla resistenza all'erosione, considerando l'influenza del regime delle maree. Dopo un'introduzione sulle morfologie tipiche della laguna e le interazioni tra suolo e vegetazione, la tesi si focalizza sull'interpretazione dei dati ottenuti dagli studi geofisici.

L'analisi si concentra sui dati derivanti dalla sismica a rifrazione in onde P, la quale evidenzia differenze sostanziali tra i suoli vegetati e quelli privi di vegetazione, nudi. Nella porzione superficiale, il suolo vegetato presenta velocità delle onde P inferiori rispetto al suolo nudo, riflettendo una minore compattazione nei primi centimetri di sedimento vegetato. Sebbene le radici conferiscano al terreno un effetto di rinforzo meccanico, la coesione superficiale risulta relativamente ridotta. Tuttavia, a maggiori profondità, la velocità delle onde P nei suoli vegetati risulta più elevata rispetto ai suoli nudi, grazie all'azione di consolidamento delle radici, che esercitano un effetto di rinforzo idraulico oltre la zona superficiale di crescita.

I risultati ottenuti confermano la letteratura presente, suoli rinforzati con vegetazione radicata mostrano una resistenza maggiore all'erosione sia in condizioni sature che insature (Mahannopkul, et al. 2019). Il lavoro di (Mahannopkul, et al. 2019) sottolinea inoltre che: in condizioni sature, il rinforzo radicale è cruciale per fornire stabilità al suolo mentre in condizioni di insaturazione, il potenziale di ritenuta, aumentato dall'attività di suzione, fornisce una maggiore stabilità rispetto all'azione radicale.

L'analisi sismica in onde S ha prodotto risultati parzialmente soddisfacenti: le onde S, a causa della bassa frequenza e della loro limitata propagazione nei fluidi, hanno raggiunto una profondità inferiore rispetto alle onde P. Tuttavia,

i risultati ottenuti sono coerenti con quelli delle onde P, confermando che la velocità delle onde rifratte è inferiore nei suoli vegetati rispetto a quelli nudi.

Questi risultati sono particolarmente incoraggianti poiché il fenomeno erosivo lungo le sponde dei canali di barena non si verifica superficialmente, ma in profondità, dove si manifesta il fenomeno dello *scalzamento al piede*. La colonizzazione delle sponde e, più in generale, dei suoli di barena da parte di specie alofite ha un impatto positivo significativo, contribuendo a ridurre gli effetti erosivi indotti dalle maree su questo ecosistema fragile e di elevato valore ecologico.

Le analisi sismiche qui condotte rappresentano un approccio relativamente innovativo per studiare l'influenza delle radici sulla struttura del suolo e costituiscono risultati preliminari. Esse, tuttavia, forniscono un'importante base per ricerche future, necessarie per approfondire l'effetto protettivo della vegetazione contro l'erosione. Pertanto, saranno necessarie ulteriori indagini che sfruttino le medesime metodologie geofisiche per confermare questi risultati. Un obiettivo futuro consisterà, nel determinare la profondità massima alla quale l'effetto di rinforzo idraulico delle radici risulta significativo.







## BIBLIOGRAFIA

- [1] Allen, J.R.L. Morphodynamics of Holocene salt marshes: a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe. *Quaternary Science Reviews* 19 (2000) 1155-1231.
- [2] D'Alpaos, L. Fatti e misfatti di idraulica lagunare, la laguna di Venezia dalla diversione dei fiumi alle nuove opere alle bocche di porto. Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti 44 Memorie (2009).
- [3] Zecchin, M., Baradello, L., Brancolini, G., Donda, F., Rizzetto, F., Tosi, L. Sequence stratigraphy based on high-resolution seismic profiles in the late Pleistocene and Holocene deposits of the Venice area. *Marine Geology* 253 (2008) 185-198.
- [4] Zecchin, M., Brancolini, G., Tosi, L., Rizzetto, F., Caffau, M. Baradello, L. Anatomy of the Holocene succession of the southern Venice lagoon revealed by very high-resolution seismic data. *Continental Shelf Research* 29 (2009) 1343-1359.
- [5] Marani, M., S. Lanzoni, S. Silvestri, and A. Rinaldo (2004), Tidal landforms, patterns of halophytic vegetation and the fate of the lagoon of Venice. *J. Mar. Syst.*, 51(1-4), 191-210. doi:10.1016/j.jmarsys.2004.05.012
- [6] Marani, M., E. Belluco, S. Ferrari, S. Silvestri, A. D'Alpaos, S. Lanzoni, A. Feola, and A. Rinaldo (2006), Analysis, synthesis and modelling of high-resolution observations of salt-marsh eco-geomorphological patterns in the Venice lagoon. *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 69(3-4), 414-426. doi:10.1016/j.ecss.2006.05.021
- [7] Marani, M., C. Da Lio, and A. D'Alpaos (2013), Vegetation engineers marsh morphology through competing multiple stable states. *Proc. Natl Acad. Sci. USA* 110, 3259-3263.
- [8] Bondesan, A., A. Fontana, P. Furlanetto, S. Magri, M. Meneghel, P. Mozzi, S. Primon (2008), Lineamenti geologico-geomorfologici ed evoluzione paleoidrografica del territorio urbano di Venezia, Mestre e Marghera. In: *Interventi al Convegno Geologia urbana di Venezia, Mestre-Venezia* 24

novembre 2006, Periodico della SIGEA, supplemento al numero 3/2008, 47-75

- [9] GATTO. “The Lagoon of Venice: Natural Environmental Trend and Man-Induced Modification / La Lagune de Venise: L'évolution Naturelle et Les Modifications Humaines.” *Hydrological Sciences Bulletin*, vol. 26, no. 4, 2009, pp. 379–91, <https://doi.org/10.1080/02626668109490902>.
- [10] Brambati, A., L. Carbognin, T. Quaia, P. Teatini, and L.Tosi (2003), The lagoon of Venice: geological setting, evolution and land subsidence. *Episodes*, vol. 26, no. 3, 264-268
- [11] Zecchin, M., G. Brancolini, L. Tosi, F. Rizzetto, M. Caffau, and L. Baradello (2009), Anatomy of the Holocene succession of the southern Venice lagoon revealed by very high-resolution seismic data. *Continental Shelf Research* 29, 1343-1359.
- [12] Zecchin, M., L. Baradello, G. Brancolini, F. Donda, F. Rizzetto, and L. Tosi (2008), Sequence stratigraphy based on high-resolution seismic profiles in the late Pleistocene and Holocene deposits of the Venice area. *Marine Geology* 253, 185-198.
- [13] Tosi, L. (1994), L'evoluzione paleoambientale tardo-quadernaria del litorale veneziano nelle attuali conoscenze. *Il Quaternario* 7, 589–596.
- [14] Pennings, S., M. Grant, M. Bertness (2005), Plant zonation in lowlatitudes salt marshes: Disentangling the roles of flooding, salinity and competition. *Journal of Ecology* 93, 159–167.
- [15] Fagherazzi, S., M.L. Kirwan, S.M. Mudd, G.R. Guntenspergen, S. Temmerman, A. D'Alpaos, J. van de Koppel, J.M. Rybczyk, E. Reyes, C. Craft, and J. Clough (2012), Numerical models of salt marsh evolution: ecological, geomorphic, and climatic factors. *Rev. Geophys.*, 50, RG1002. doi:10.1029/2011RG000359
- [16] Friedrichs, C.T., J.E. Perry (2001), Tidal Salt Marsh Morphodynamics. *Journal of Coastal Research* 27, 7-37.
- [17] Leonard, L.A., M.E. Luther (1995), Flow hydrodynamics in tidal marsh canopies. *Limnology and Oceanography* 40 (8), 1474–1484.
- [18] Mudd, S.M., A. D'Alpaos, and J.T. Morris (2010), How does vegetation affect sedimentation on tidal marshes? Investigating particle capture and hydrodynamic controls on biologically mediated

- sedimentation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003–2012), 115(F3).
- [19] Morris, J. T., P. V. Sundareshwar, C. T. Nietch, B. Kjerfve, and D. R. Cahoon (2002), Responses of coastal wetlands to rising sea level. *Ecology*, 83(10), 2869–2877.
- [20] Chmura, G., S. Anisfeld, D. Cahoon, and J. Lynch (2003), Global carbon sequestration in tidal, saline wetland soils. *Global Biogeochemical Cycles* 17 (4).
- [21] Hughes, Z.J. (2012), Tidal Channels on Tidal Flats and Marshes. In R. A. Davis, and R. W. Dalrymple, *Principles of Tidal Sedimentology*, Springer, 269-300.
- [22] D’Alpaos, A., S. Lanzoni, M. Marani, and A. Rinaldo (2009), On the O’Brien-Jarrett-Marchi law. *Rend. Fis. Acc. Lincei* 20, 225–236.
- [23] D’Alpaos, A., S.M. Mudd, and L. Carniello (2012), Sulla risposta dei sistemi di barena a variazioni della disponibilità di sedimento e del tasso di incremento del livello medio del mare. *Atti del XXXIII Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*, Brescia, 10-15 settembre 2012.
- [24] Redfield, A. C. (1972), Development of a New England salt marsh. *Ecological Monographs*, 42, 201-237.
- [25] Davidson-Arnott, Robin (2010), *Introduction to coastal processes and geomorphology*. Cambridge University Press.
- [26] Silvestri, S. (2000), *La vegetazione alofila quale indicatore morfologico negli ambienti a marea*. PhD thesis, University of Padova. *Society Petroleum Geologists*, Calgary, 129–160.
- [27] M. Roner, A. D'Alpaos, M. Ghinassi, M. Marani, S. Silvestri, E. Franceschinis, N. Realdon, Spatial variation of salt-marsh organic and inorganic deposition and organic carbon accumulation: Inferences from the Venice lagoon, Italy. *Volume 93, Part B*, 2016, Pages 276-287.
- [28] Apinito Jotisankasa, Monir Hossain, Nisa Leksungnoen, Lise Dubois, Satoshi Nishimura, Root tensile strength and suction-characteristic as indicators for screening species for slope stabilization in extreme climates, *Rhizosphere*, Volume 31, 2024, 100949, ISSN 2452-2198, <https://doi.org/10.1016/j.rhisph.2024.100949>.

- [29] Krairoj Mahannopkul, Apiniti Jotisankasa, Influences of root concentration and suction on *Chrysopogon zizanioides* reinforcement of soil, *Soils and Foundations*, Volume 59, Issue 2, 2019, Pages 500-516, ISSN 0038-0806, <https://doi.org/10.1016/j.sandf.2018.12.014>.







## **SITOGRAFIA**

[1] <https://www.gktoday.in/>, consultato in data 06/11/2024

[2] <https://hdl.handle.net/20.500.12608/20119>, consultato in data 15/11/2024

[3] <https://www.dragonflypondworks.com/blog/erosion-repair-wilmington-myrtle-beach>, consultato in data 18/11/2024



