



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI PADOVA

Sede Amministrativa: Università degli Studi di Padova

Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Marittima, Ambientale e Geotecnica

SCUOLA DI DOTTORATO DI RICERCA IN
SCIENZE DELL'INGEGNERIA CIVILE E AMBIENTALE
CICLO XIII°

**ANALISI SPERIMENTALE SULLA NASCITA E SULLO SVILUPPO DI
RETI A MAREA GENERATE IN LABORATORIO**

Direttore della Scuola: Ch.mo Prof. STEFANO LANZONI

Supervisore: Ch.mo Prof. LUIGI D'ALPAOS

Dottorando: LUANA STEFANON

A Leonardo

SOMMARIO

Le reti di canali che incidono gli ambienti a marea naturali esercitano un ruolo di primaria importanza nell'evoluzione ecomorfodinamica dei sistemi a marea. Esse, infatti, controllano l'idrodinamica, il trasporto dei sedimenti e la circolazione interna dei nutrienti e degli inquinanti.

Una conoscenza migliore della ontogenesi e dei principali processi morfodinamici che guidano l'evoluzione nel lungo periodo delle reti di canali può fornire conoscenze fondamentali per la conservazione dei sistemi a marea, soggetti agli effetti dei cambiamenti climatici e degli interventi antropici.

Nel presente lavoro sono presentati una serie di esperimenti condotti su di un modello fisico a fondo mobile riproducente in scala ridotta un bacino lagunare ideale, volti a indagare i principali processi morfodinamici responsabili della formazione e dello sviluppo delle reti di canali negli ambienti a marea.

Gli obiettivi principali messi a fuoco nel lavoro sono: (i) l'individuazione delle condizioni iniziali e al contorno che consentono la formazione delle reti nell'apparato sperimentale a partire da un fondo piano e orizzontale; (ii) l'analisi degli effetti prodotti dalla variazione di alcune condizioni al contorno sulla formazione e sullo sviluppo delle reti; (iii) l'analisi della condizione di equilibrio delle reti; (iv) lo studio della ripetibilità degli esperimenti; (v) l'analisi degli effetti di contrazione/espansione della rete dovuti a variazioni del livello medio di propagazione della marea.

L'analisi morfometrica delle reti generate in laboratorio evidenzia molte analogie con le reti osservate negli ambienti a marea reali, a conferma del fatto che gli esperimenti condotti nell'ambito del presente lavoro rappresentino uno strumento utile per approfondire la conoscenza dei processi morfodinamici citati. Si evidenzia tra l'altro una importante corrispondenza tra le principali caratteristiche geomorfologiche delle reti, quali l'andamento esponenziale di larghezza e profondità lungo gli assi dei canali, la variazione lineare del rapporto larghezza-profondità lungo i canali e la distribuzione di probabilità esponenziale delle lunghezze fuori rete.

La parte finale del lavoro è dedicata al confronto tra i risultati ottenuti con il modello sperimentale e quelli deducibili da modelli concettuali e numerici di evoluzione delle reti a marea proposti in letteratura, in cui si evidenziano analogie e differenze tra gli uni e gli altri. In particolare, risulta che la sperimentazione proposta consente l'analisi degli effetti di contrazione/espansione delle reti dovuti alla variazione del livello

medio di propagazione della marea, finora possibile solamente mediante la modellazione numerica.

ABSTRACT

Channel networks are widespread morphological features of tidal systems that exert a strong control on hydrodynamics, sediment dynamics and nutrient circulations within intertidal habitats. Improving our understanding of the chief landforming processes driving their ontogeny and long-term evolution is very important when addressing issues of conservation of tidal systems, exposed to the effects of climate changes and human interference.

In this work the results of a first series of laboratory experiments are presented, which were designed in order to improve our understanding of the main processes governing tidal network initiation and its progressive morphodynamic evolution. The experiments are carried out in a large experimental apparatus, aimed at reproducing a typical back-barrier lagoonal environment subject to tidal forcings.

The principal objectives achieved in this work are: (i) the specification of initial and boundary conditions that allow network initiation in the present experimental apparatus, starting from a plane horizontal tidal flat; (ii) the analysis of the effects produced by variation of some boundary conditions on channel network initiation and development; (iii) the analysis of channel network equilibrium; (iv) the study of experiment repeatability; (v) the analysis of network contraction/expansion due to mean water level fluctuations.

The synthetic networks displayed geomorphic features which compare favourably with those of actual networks, showing that our experimental framework proves to be a useful tool for analyzing the processes governing the formation and evolution of tidal channel networks. In particular, the synthetic networks display width-to-depth ratios and seaward exponential widening and deepening in accordance with observational evidence. Furthermore experimental networks reproduce statistical network characteristics of geomorphic relevance, such as the exponential probability distribution of unchanneled path lengths.

The final part of the work is dedicated to comparison between experimental, conceptual and numerical model results, in order to point out analogies and differences between them. In particular, this experimental approach allows one to analyse the effects on channel network development due to mean water level variations, so far possible only through numerical modelling.

RINGRAZIAMENTI

I miei più sinceri ringraziamenti vanno al prof. Luigi D'Alpaos, per l'importante bagaglio scientifico e umano che mi ha trasmesso e per essere riuscito a motivarmi continuamente attraverso la sconfinata ammirazione che nutro nei suoi confronti.

Rivolgo dei ringraziamenti speciali agli ingg. Luca Carniello e Andrea D'Alpaos per la loro impagabile disponibilità e per tutto ciò che mi hanno insegnato.

Esprimo infine un ringraziamento altrettanto speciale al mio compagno, Leonardo, per avermi sostenuto in questa avventura.

Padova, 31 gennaio 2011

L. S.

INDICE

1	INTRODUZIONE	1
2	DESCRIZIONE DELL'APPARATO SPERIMENTALE	5
2.1	Caratteristiche generali del modello sperimentale	5
2.2	La generazione dell'onda di marea	10
2.3	Il rilievo del fondale	12
2.4	I sedimenti	15
3	APPLICAZIONE AL REALE DEI DATI SPERIMENTALI	21
3.1	Similitudine idrodinamica	22
3.1.1	Forma adimensionale delle equazioni delle onde lunghe in acque basse	22
3.1.2	Criteri di similitudine	24
3.1.3	Calcolo dei rapporti di scala	25
3.2	Similitudine applicata al trasporto solido	26
4	RISULTATI SPERIMENTALI	33
4.1	Introduzione alle prove sperimentali	33
4.2	Prova 1	36
4.3	Prova 2	39
4.4	Prova 3	43
4.5	Prova 4	46
4.6	Prova 5	48
4.7	Prova 6	51
4.8	Evidenze sperimentali di carattere generale	56
5	CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE DELLE RETI SPERIMENTALI	65
5.1	Analisi delle sezioni dei canali	65
5.1.1	Variazioni di larghezza e profondità dei canali lungo la coordinata curvilinea s	65
5.1.2	Forma delle sezioni e rapporto larghezza-profondità dei canali	67
5.1.3	Confronto del rapporto larghezza-profondità tra le reti a marea reali e le reti a marea generate in laboratorio	75
5.2	Lunghezze fuori rete	80
6	APPLICAZIONE DELLA LEGGE DI O'BRIEN-JARRETT-MARCHI	87
6.1	Introduzione alla legge di O'Brien-Jarrett-Marchi	87
6.2	Applicazione alle reti generate in laboratorio	89

6.3	Applicabilità della legge alle lagune dell'Alto Adriatico . . .	91
6.3.1	Descrizione dei dati e metodologie di analisi . . .	94
6.3.2	Influenza degli interventi antropici sul prisma di marea scambiato dalle bocche della laguna di Venezia	96
6.4	Confronto tra le reti a marea sperimentali e reali	99
7	CONFRONTO TRA I MODELLI DI EVOLUZIONE DELLE RETI	105
7.1	Introduzione ai modelli concettuali e numerici	105
7.1.1	Alcuni modelli concettuali	105
7.1.2	Alcuni modelli numerici	107
7.2	Meccanismi di evoluzione delle reti sperimentali	110
7.3	Analisi degli effetti prodotti da rapide variazioni del MSL	113
8	CONCLUSIONI	119
	BIBLIOGRAFIA	123

ELENCO DELLE FIGURE

Figura 2.1	Planimetria dell'apparato sperimentale.	6
Figura 2.2	Sezione dell'apparato sperimentale.	7
Figura 2.3	Variazione della forma e delle dimensioni della bocca adottate nel corso degli esperimenti.	7
Figura 2.4	Componenti principali dell'apparato sperimentale.	9
Figura 2.5	Esempio di correzione istantanea della posizione della paratoia mediante un processo di feedback. .	10
Figura 2.6	Schema di correzione della rifrazione indotta dalla presenza dell'acqua.	12
Figura 2.7	Granuli sferici di polistirene utilizzati per riprodurre la topografia del fondo.	16
Figura 2.8	Curve granulometriche dei sedimenti.	16
Figura 2.9	Grafici $\sigma - \tau$ e $S_h - \sigma$ per (a) materiale secco, (b) materiale saturo e (c) materiale bagnato non saturo.	17
Figura 4.1	Esempi delle caratteristiche morfologiche osservate nel corso degli esperimenti.	34
Figura 4.2	Evoluzione della prova 1.	38
Figura 4.3	Evoluzione della prova 2.	41
Figura 4.4	Evoluzione della prova 3.	45
Figura 4.5	Evoluzione della prova 4.	46
Figura 4.6	Evoluzione planimetrica della prova 5.	50
Figura 4.7	Evoluzione della prova 6.	53
Figura 4.8	Esempi di aspetti morfologici caratteristici della prova 6	55
Figura 4.9	Evoluzione nel tempo della quota media del fondo.	58
Figura 4.10	Evoluzione nel tempo della curva ipsografica delle prove sperimentali in cui sono stati variati i parametri di marea nel corso degli esperimenti.	59
Figura 4.11	Evoluzione nel tempo della curva ipsografica delle prove sperimentali in cui i parametri di marea sono stati mantenuti costanti per la durata dell'intero esperimento.	60
Figura 4.12	Risultati della simulazione condotta mediante il modello idrodinamico completo.	63
Figura 5.1	Configurazioni di equilibrio delle reti generate al termine di ogni prova sperimentale con indicati i canali analizzati dal punto di vista geomorfologico.	66

Figura 5.2	Andamento della larghezza B del canale lungo la coordinata curvilinea intrinseca s per alcuni dei canali indicati in Figura 5.1.	68
Figura 5.3	Andamento della profondità D del canale lungo la coordinata curvilinea intrinseca s per alcuni dei canali indicati in Figura 5.1.	69
Figura 5.4	Relazione tra larghezza e profondità di alcuni dei canali indicati in Figura 5.1.	70
Figura 5.5	Analisi della forma e del grado di incidenza di alcune sezioni dei canali generati in laboratorio. . .	71
Figura 5.6	Andamento del coefficiente β lungo la coordinata curvilinea intrinseca s di alcuni dei canali indicati in Figura 5.1.	72
Figura 5.7	Distribuzione statistica dei β_{medio} di ogni esperimento. Nella finestra viene riportata l'analisi statistica complessiva di tutti i valori analizzati.	74
Figura 5.8	Canali analizzati per la laguna di Venezia dei primi anni dell'Ottocento (Denaix, 1811).	78
Figura 5.9	Distribuzione dei β_{medio} in laguna di Venezia al tempo di A. Dénaix.	81
Figura 5.10	Confronto tra la distribuzione statistica dei β_{medio} dei canali generati in laboratorio opportunamente scalati per lo scenario microtidal (in alto) e la distribuzione statistica dei β_{medio} per i dati raccolti da A. Dénaix in laguna di Venezia nei primi anni dell'Ottocento (in basso).	82
Figura 5.11	Confronto tra la distribuzione statistica dei β_{medio} dei canali generati in laboratorio opportunamente scalati per lo scenario mesotidal (in alto) e la distribuzione statistica dei β_{medio} per i dati relativi al Dutch Wadden Sea disponibili in letteratura (Marciano <i>et al.</i> , 2005) (in basso).	83
Figura 5.12	Distribuzione di probabilit�� delle lunghezze fuori rete calcolata per la barena di Pagliaga, in laguna di Venezia, da Marani <i>et al.</i> (2003).	84
Figura 5.13	Distribuzione di probabilit�� delle lunghezze fuori rete adimensionalizzate per le reti di canali osservate alla fine di ogni esperimento.	85
Figura 5.14	Distribuzione di probabilit�� delle lunghezze fuori rete calcolate per i singoli canali delle configurazioni di equilibrio ottenute al termine delle prove 3 e 4.	86
Figura 5.15	Distribuzione di probabilit�� delle lunghezze fuori rete calcolata in tre diversi istanti di evoluzione della rete generatasi nel corso della Prova 4.	86

Figura 6.1	Variazione del prisma di marea al progredire dei cicli di marea per gli ultimi quattro esperimenti condotti in laboratorio.	90
Figura 6.2	Evoluzione della legge di O'Brien-Jarrett per le reti generate in laboratorio.	90
Figura 6.3	Particolare del grafico in Figura 6.2, con evidenziati gli effetti prodotti sul prisma di marea e sulla sezione trasversale alla bocca dalla variazione del livello medio di propagazione.	92
Figura 6.4	Batimetria a scala di colori della laguna di Venezia.	93
Figura 6.5	Batimetria a scala di colori delle lagune del delta del Po.	94
Figura 6.6	Andamento nel tempo del valore medio del prisma scambiato con il mare durante le fasi di flusso e riflusso della marea (sopra) e della sezione trasversale alla bocca (sotto).	97
Figura 6.7	Grafico di Jarrett (1976) integrato con i punti relativi alle lagune dell'Alto Adriatico.	100
Figura 6.8	Grafico proposto da Jarrett (1976) integrato con i punti relativi alle lagune dell'Alto Adriatico, con i dati sperimentali disponibili in letteratura (Mayor-Mora, 1973; Byrne <i>et al.</i> , 1980; Seabergh <i>et al.</i> , 2001) e con i dati raccolti nel corso delle presenti esperienze di laboratorio.	101
Figura 6.9	Applicazione della formulazione di Hughes (2002).	102
Figura 6.10	Applicazione della formulazione di Marchi (1990).	103
Figura 7.1	Zone soggette a erosione (scala del rosso) e zone soggette a riempimento (scala del blu) in seguito al (a) primo abbassamento e al (b) secondo abbassamento del livello medio di propagazione della marea.	114
Figura 7.2	Confronto tra la configurazione raggiunta dalla rete prima del secondo abbassamento del MSL (in verde), la rete contratta conseguente all'abbassamento (in grigio) e la rete che si è riscavata dopo circa 2000 cicli dall'abbassamento (in viola).	115
Figura 7.3	Variazione della lunghezza fuori rete media per effetto della contrazione/espansione della rete.	116

Figura 7.4	Lunghezza fuori rete media ℓ_{media} al variare del prisma di marea fluente all'interno della rete di canali.	116
------------	--	-----

ELENCO DELLE TABELLE

Tabella 2.1	Caratteristiche tecniche della strumentazione. . . .	14
Tabella 2.2	Angolo di attrito e coesione del materiale per ognuna delle condizioni di saturazione analizzate. . . .	18
Tabella 3.1	Rapporti di scala delle varie grandezze nei scenari di laguna microtidal, mesotidal e macrotidal. . . .	27
Tabella 3.2	Parametri adimensionali rispettati nelle quattro categorie di modelli individuate da Hughes (1993). .	29
Tabella 3.3	Valori dei rapporti definiti dalle (3.31)-(3.33) al variare del diametro dei sedimenti del prototipo in un range che permetta di mantenere $1.05 < S_s < 2.65$	31
Tabella 3.4	Valori dei rapporti definiti dalle (3.31)-(3.33) al variare della densità dei sedimenti del prototipo in un range che permetta di mantenere $1.05 < S_s < 2.65$	31
Tabella 4.1	Riassunto degli esperimenti condotti nell'apparato sperimentale.	33
Tabella 4.2	Descrizione dei rilievi eseguiti durante la prova 1. .	36
Tabella 4.3	Descrizione dei rilievi eseguiti durante la prova 2. .	40
Tabella 4.4	Descrizione dei rilievi eseguiti durante la prova 3. .	44
Tabella 4.5	Descrizione dei rilievi eseguiti durante la prova 4. .	47
Tabella 4.6	Descrizione dei rilievi eseguiti durante la prova 5. .	49
Tabella 4.7	Descrizione dei rilievi eseguiti durante la prova 6. .	51
Tabella 5.1	Valori di β_{medio} calcolati per ogni canale indicato in Figura 5.1.	73
Tabella 5.2	Valori di β_{medio} calcolati per ogni canale del bacino di Lido indicato in Figura 5.8.	77
Tabella 5.3	Valori di β_{medio} calcolati per ogni canale del bacino di Malamocco indicato in Figura 5.8.	79

Tabella 5.4	Valori di β_{medio} calcolati per ogni canale del bacino di Chioggia indicato in Figura 5.8.	79
-------------	---	----

INTRODUZIONE

Molti ambienti costieri sottoposti all'azione periodica della marea sono incisi da complesse reti di canali, in grado di esercitare un forte controllo sull'idrodinamica, sul trasporto dei sedimenti e sulla circolazione interna dei nutrienti. Una conoscenza migliore della ontogenesi e dei principali processi morfodinamici che guidano l'evoluzione nel lungo periodo delle reti di canali a marea può fornire conoscenze fondamentali per la conservazione di tali sistemi, soggetti agli effetti dei cambiamenti climatici e degli interventi antropici. In letteratura, molti autori hanno cercato di approfondire l'idrodinamica e l'evoluzione morfodinamica dei sistemi a marea (vedi per esempio: Allen, 2000; Friedrichs e Perry, 2001; Fagherazzi e Overeem, 2007; de Swart e Zimmerman, 2009). Tuttavia, nonostante le reti di canali giochino un ruolo fondamentale nell'evoluzione eco-morfologica di questi sistemi, solo negli ultimi anni sono stati proposti modelli matematici e numerici in grado di riprodurre la morfogenesi e l'evoluzione a lungo termine dei canali a marea (ad esempio, Schuttelaars e de Swart, 2000; Fagherazzi e Furbish, 2001; Lanzoni e Seminara, 2002; Fagherazzi e Sun, 2004; D'Alpaos *et al.*, 2005, 2006; Marciano *et al.*, 2005; Perillo *et al.*, 2005; Kirwan e Murray, 2007; Temmerman *et al.*, 2007). Inoltre, sebbene la nascita e lo sviluppo delle reti a marea siano stati analizzati attraverso sia osservazioni in campo sia modelli concettuali (Pestrong, 1965; Redfield, 1965; French e Stoddart, 1992; Gardner e Bohn, 1980; Ashley e Zeff, 1988), non è stata ancora definita una struttura di validità generale in grado di descrivere i meccanismi responsabili della loro evoluzione.

I principali processi morfodinamici responsabili dell'incisione iniziale e del successivo sviluppo di una rete di canali costituiscono alcuni degli aspetti più interessanti e investigati di un ambiente naturale soggetto all'azione della marea. In generale, lo scheletro della rete che ne risulta dipende dalla geometria della laguna e dalla struttura morfologica su cui si forma, sia essa bassofondo o barena. In particolare, diversi autori (Yapp *et al.*, 1917; Beftink, 1966; Beftink e Rozema, 1988; French e Stoddart, 1992; Steel e Pye, 1997; Allen, 2000; D'Alpaos *et al.*, 2006; Kirwan e Murray, 2007) hanno proposto modelli di evoluzione delle reti a marea all'interno di una zona di barena, nei quali la formazione dei canali è strettamente legata all'accrescimento verticale della piattaforma

adiacente. L'accrescimento della superficie della barena, possibile solo in condizioni di un sufficiente apporto di sedimenti, tende a confinare lateralmente i canali entro limiti ben definiti, dando origine a sezioni molto più incise rispetto a quelle che caratterizzano i canali di bassofondo (Marani *et al.*, 2003). La progressiva colonizzazione della superficie della barena da parte della vegetazione tende a favorire un accrescimento più rapido della piattaforma per l'effetto di intrappolamento dei sedimenti inorganici e di produzione di suolo organico (D'Alpaos *et al.*, 2006). Inoltre, le radici delle piante garantiscono una migliore stabilità delle sponde e inibiscono la migrazione laterale dei canali (French e Stoddart, 1992).

Il processo di incisione della rete è molto rapido se rapportato ai tempi di evoluzione morfologica di una laguna. Generalmente, partendo da un bacino completamente sommerso dall'acqua, il tracciato che costituirà la struttura principale della rete si forma come conseguenza del progressivo riempimento del bacino da parte dei sedimenti, i quali, accrescendo la quota di ampie zone della superficie, favoriscono la concentrazione delle correnti di marea nelle depressioni presenti sul fondo della laguna (Yapp *et al.*, 1917). Questa concentrazione del flusso produce un incremento degli sforzi tangenziali al fondo, da cui consegue l'incisione dei canali, che a sua volta favorisce un'ulteriore concentrazione del flusso all'interno delle incisioni: in questo modo inizia un meccanismo di retroazione positiva che conduce allo sviluppo delle strutture morfologiche osservate negli ambienti a marea (Yapp *et al.*, 1917; Beeftink e Rozema, 1988; French e Stoddart, 1992; Fagherazzi e Furbish, 2001; D'Alpaos *et al.*, 2006; Temmerman *et al.*, 2007).

La topologia di base della rete di canali così formata non cambia in modo significativo dopo un ulteriore accrescimento della superficie della laguna, ma si adatta di volta in volta alle variazioni del prisma di marea. In presenza di un sufficiente apporto di sedimenti, la laguna è caratterizzata da un accrescimento verticale della propria superficie fino al raggiungimento di una certa quota (Nichols e Boon, 1994), in corrispondenza della quale il letto di sedimenti è sottoposto in modo più incisivo all'azione delle onde e delle correnti. In questa fase dell'evoluzione, l'erosione e la rideposizione dei sedimenti risultano particolarmente attive, favorendo la trasformazione del bassofondo in barena. Una volta che la superficie viene colonizzata da vegetazione alofita, la configurazione della rete si "congela" e da questo momento in poi la sua struttura subisce solo piccole variazioni, che non ne modificano in modo sostanziale la forma.

In questo lavoro si presentano i risultati di alcuni esperimenti di laboratorio condotti all'interno di un apparato sperimentale progettato per riprodurre in scala ridotta una laguna sottoposta all'azione dell'onda di marea, allo scopo di approfondire la conoscenza dei principali processi responsabili dell'ontogenesi delle reti di canali che solcano i bacini

a marea. Gli esperimenti qui descritti rappresentano il primo tentativo di analisi su modello fisico in scala ridotta dei processi di formazione e sviluppo di una rete di canali in una laguna. In letteratura, gli unici esperimenti di laboratorio progettati allo scopo di analizzare alcuni aspetti della morfodinamica di alcuni particolari ambienti a marea sono stati proposti da Reynolds (1889, 1890, 1891) e Tambroni *et al.* (2005). Gli autori citati, tuttavia, si pongono obiettivi differenti da quello del presente lavoro. In particolare, Reynolds (1889, 1890, 1891) si è posto l'obiettivo di studiare l'azione delle correnti di marea e del moto ondoso sul trasporto solido in un estuario, che ha riprodotto mediante un bacino rettangolare di $4 \times 1.2\text{m}^2$, mentre Tambroni *et al.* (2005) hanno analizzato l'evoluzione morfodinamica del fondo di un canale a marea rettilineo (lungo 24 m e largo 30 cm), chiuso da un lato e connesso all'altro con un bacino rettangolare rappresentante il mare.

I meccanismi di evoluzione della rete investigati in questo lavoro di tesi possono considerarsi rappresentativi dei processi che si sviluppano in un bacino quando i bassifondi, a causa del progressivo riempimento della laguna, diventano così poco profondi da rendere più incisiva l'azione delle correnti di marea su di essi. Alternativamente, l'apparato sperimentale potrebbe anche schematizzare la formazione di una nuova laguna conseguente ad un fenomeno di subsidenza naturale del suolo o causata da attività antropiche di vario genere, quale può essere, ad esempio, l'estrazione di acqua o gas dal sottosuolo.

La tesi è organizzata come segue.

Nel Capitolo 2 è descritto il funzionamento generale dell'apparato sperimentale all'interno del quale sono stati condotti gli esperimenti presentati in questo lavoro. In particolare, si descriveranno le soluzioni adottate per generare un'onda di marea di forma qualsiasi (anche perfettamente sinusoidale) e per rilevare il fondale nel corso delle prove, senza scoprire la superficie dei sedimenti.

Il Capitolo 3 contiene la derivazione matematica dei principali gruppi adimensionali che governano i fenomeni in esame e l'applicazione dei rapporti di scala ai dati di laboratorio, così da poter confrontare i dati raccolti all'interno del bacino sperimentale e i dati raccolti in ambienti a marea reali.

Nel Capitolo 4 sono descritte le condizioni sperimentali di formazione delle reti all'interno dell'apparato sperimentale, con particolare riferimento ai parametri di marea da imporre affinché si generi la rete di canali. In questo capitolo, inoltre, si riassumono le caratteristiche fondamentali dell'evoluzione delle reti generate per ogni esperimento condotto e, con l'ausilio di un modello numerico idrodinamico completo, si mettono a fuoco i principali meccanismi che portano alla formazione dei canali all'interno dell'apparato sperimentale.

Nel Capitolo 5 l'applicazione di un modello idrodinamico semplificato consente di analizzare le principali caratteristiche morfometriche delle

reti generate in laboratorio. Opportunamente scalate, tali caratteristiche sono successivamente confrontate con quelle rilevate nelle reti a marea reali.

Alcuni dei risultati illustrati nei primi cinque capitoli di questo lavoro sono stati oggetto di pubblicazione su rivista internazionale (Stefanon *et al.*, 2010). Altri fanno parte di lavori in fase di sottomissione.

Nel Capitolo 6 si analizza l'evoluzione del prisma di marea e della sezione trasversale alla bocca nel corso degli esperimenti. Inoltre, dopo aver integrato i risultati pubblicati da Jarrett (1976) con quelli relativi alle lagune dell'Alto Adriatico, si confrontano i dati raccolti sul modello fisico in scala ridotta con quelli disponibili relativi ad alcuni ambienti a marea reali.

Nel Capitolo 7 si analizzano analogie e differenze tra i modelli concettuali e numerici di evoluzione delle reti presenti in letteratura e i meccanismi di nascita e sviluppo delle reti all'interno dell'apparato sperimentale. Inoltre, si confrontano gli effetti di contrazione ed espansione delle reti generate in laboratorio, causati da rapide variazioni del livello medio del mare, con quelli simulati mediante i modelli numerici presenti in letteratura.

Infine, il Capitolo 8 riassume le conclusioni principali delle elaborazioni effettuate e descrive gli sviluppi futuri del lavoro.

DESCRIZIONE DELL'APPARATO SPERIMENTALE

2.1 CARATTERISTICHE GENERALI DEL MODELLO SPERIMENTALE

L'apparato sperimentale progettato e costruito presso il Dipartimento IMAGE dell'Università di Padova occupa una superficie totale in pianta di $10.00 \times 6.20\text{m}^2$ (Figure 2.1 e 2.2).

La struttura del modello è composta principalmente da due serbatoi adiacenti: il primo presenta una forma planimetrica rettangolare e contiene il bacino lagunare e il bacino del mare; il secondo ha una forma a L e abbraccia su due lati il primo serbatoio, per cui a una sua estremità si raccoglie l'acqua sfiorata dal primo serbatoio e all'altra estremità si provvede a reintrodurla nel bacino del mare mediante un gruppo di tre pompe.

Assumendo a quota 0.00 m il fondo delle vasche più profonde, i muri perimetrali della vasca della lagunetta e del mare raggiungono una quota di coronamento massima di +1.50 m, mentre quelli della vasca di sfioro e di alloggiamento delle pompe sono posti a una quota di coronamento massima di +1.40 m.

In particolare, il bacino lagunare presenta una superficie di $5.30 \times 4.00\text{m}^2$, totalmente ricoperta di sedimenti incoerenti per uno spessore di circa 30 cm. Poichè la platea della laguna è posta a quota +0.87 m, pertanto la superficie dei sedimenti raggiunge una quota di circa 1.17 m.

L'adiacente e più profondo bacino del mare presenta una superficie di $1.60 \times 4.00\text{m}^2$ ed è separato dalla laguna mediante una barriera costituita da pannelli verticali in legno.

I due bacini sono posti in comunicazione tra loro mediante una bocca di larghezza, posizione e forma variabili. In tutti gli esperimenti condotti finora si è mantenuta invariata la posizione della bocca rispetto alla laguna, collocandola in posizione centrale lungo il lato più corto del bacino lagunare. Si è invece sperimentato modificando larghezza e forma della bocca, passando da una sezione rettangolare larga 1 m nel primo esperimento, a una bocca di forma trapezoidale larga 20 cm in corrispondenza della superficie iniziale dei sedimenti per tutti gli esperimenti successivi (Figura 2.3).

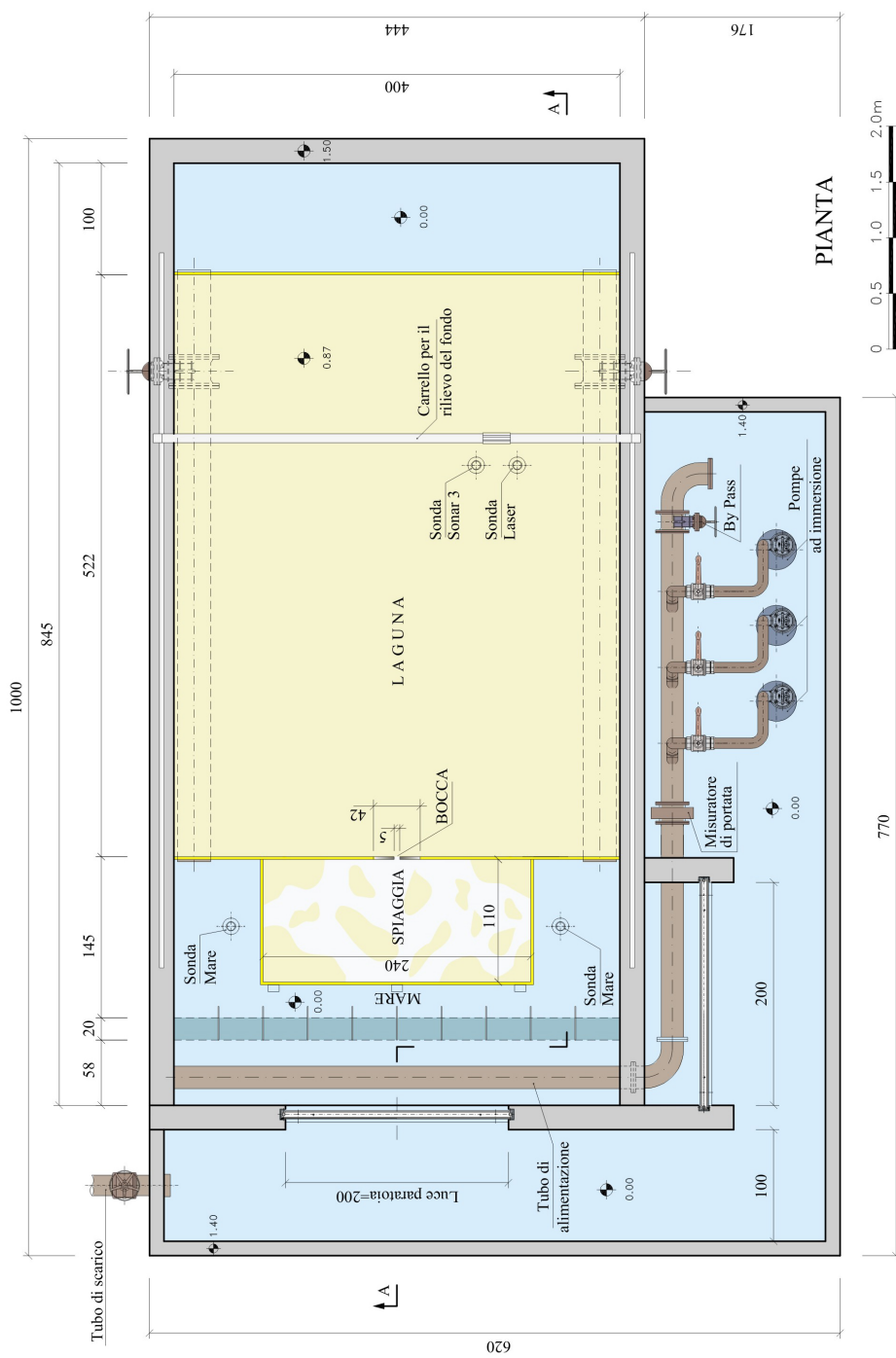


Figura 2.1: Planimetria dell'apparato sperimentale.

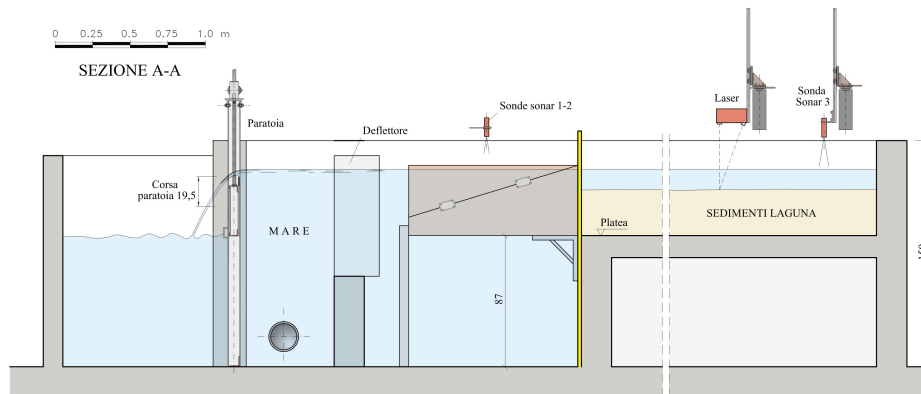


Figura 2.2: Sezione dell'apparato sperimentale.

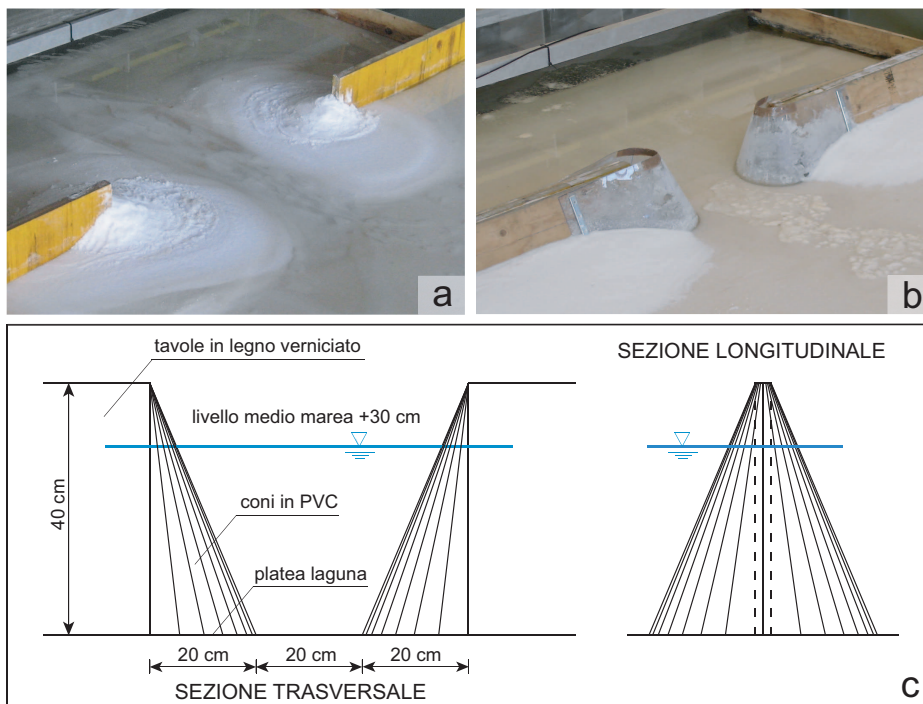


Figura 2.3: Variazione della forma e delle dimensioni della bocca adottate nel corso degli esperimenti. a) Bocca di forma rettangolare larga 1 m; b) bocca di forma trapezoidale larga 20 cm in corrispondenza della superficie iniziale dei sedimenti; c) sezioni di progetto della bocca di forma trapezoidale.

Davanti alla bocca è stata ricostruita una spiaggia, mediante delle tavole multistrato sostenute lato mare con tre gambe di acciaio e ancorate sul lato opposto alla laguna mediante quattro mensole metalliche. La spiaggia, di dimensioni $1.10 \times 2.40 \text{ m}^2$, è fiancheggiata da due setti laterali, per impedire che le correnti la attraversino in senso trasversale, ed è inizialmente ricoperta di sedimenti, in modo da poter riprodurre la pendenza dolce del fondo del mare.

Diametralmente opposto al bacino del mare, nell'area retrostante la laguna, è collocato un bacino di carico, che provvede al riempimento d'acqua dell'intero modello per mezzo di una tubazione controllata da una valvola. Il bacino di carico e quello del mare sono collegati mediante due tubazioni di diametro $\phi = 300 \text{ mm}$ che corrono sotto la platea della laguna. Le loro estremità sono protette con valvole a clapet e con rete a maglia metallica molto stretta per evitare che i sedimenti persi dalla laguna che si depositano nel mare si disperdano altrove. A questo scopo, è stata ulteriormente collocata una rete metallica verticale a maglia molto fitta davanti alla spiaggia (Figura 2.4a), così da intercettare tutti i sedimenti che nel corso degli esperimenti raggiungono il bacino del mare, impedendo loro di sfiorare nella vasca di alloggiamento delle pompe, creando potenzialmente problemi di funzionamento delle pompe stesse.

La marea è generata facendo variare i livelli nel bacino del mare mediante una paratoia con bordo affilato in acciaio oscillante verticalmente (Figura 2.4b). Il mare è alimentato mediante una tubazione di diametro $\phi = 200 \text{ mm}$ che corre trasversalmente al bacino del mare. Per evitare che l'alimentazione sia sbilanciata verso una parte del fronte del mare si è provveduto a ridistribuire la corrente avvolgendo la tubazione con una gabbia ad U in lamiera forata e ricoprendo quest'ultima con una serie di rotoli di rete metallica (Figura 2.4a). I rotoli sono stati sistemati in concentrazione maggiore nel punto di sbocco della tubazione e decrescono di numero allontanandosi verso la parte opposta.

Al fine di direzionare ancor meglio la corrente e renderla il più possibile perpendicolare alla spiaggia e alla bocca della laguna sono stati posizionati nove setti verticali in plexiglas, di fronte alla rete metallica (Figura 2.4a). I pannelli sono stati montati su un muretto basso in mattoni forati, che garantisce a sua volta un'alimentazione ben distribuita, in quanto obbliga la corrente a risalire più in alto rispetto al tubo di mandata.

La portata costante in uscita dal tubo di alimentazione del mare è garantita da un sistema di tre pompe a immersione, ognuna delle quali munita di valvola di ritegno. La portata massima che può garantire ogni pompa è pari a 30 l/s .

Per facilitare le manovre di sistemazione e controllo del modello da parte dell'operatore, sopra la paratoia, a una quota maggiore del coronamento del modello, corre una passerella realizzata con due putrelle in acciaio e con tavole in legno soprastanti. Tutta la vasca di pompag-

gio è stata poi ricoperta con un impalcato metallico calpestabile, dal quale, tramite un'asta metallica uncinata, è possibile aprire, chiudere o parzializzare le valvole delle tre pompe.

Tutti i muri perimetrali del modello sono stati costruiti con mattoni forati e rivestiti con uno speciale intonaco impermeabilizzante per evitare che si verifichino perdite d'acqua incontrollate nel tempo. Per impedire la formazione di fessure, che con il tempo potevano trasformarsi in vere e proprie vie preferenziali per la fuoriuscita d'acqua, tutti i componenti aggiuntivi sono stati fissati alle pareti tramite incollaggio con resina epossidica ad alta resistenza oppure mediante viti con tasselli siliconati. Nel dispositivo, quindi, le uniche perdite d'acqua si verificano per evaporazione, che risulta esigua nei periodi di inattività del modello, ma può essere più importante nel corso degli esperimenti per effetto della temperatura esterna e/o del riscaldamento dell'acqua causato dal prolungato utilizzo delle pompe a immersione.



Figura 2.4: Componenti principali dell'apparato sperimentale. a) Rotoli di rete metallica distribuiti al di sopra del tubo di alimentazione, setti verticali in pvc e rete metallica verticale. b) Paratoia con bordo affilato in acciaio. c) Carroponte in alluminio su cui sono montati il laser e la sonda ad ultrasuoni. d) Accoppiamento laser-sonar.

2.2 LA GENERAZIONE DELL'ONDA DI MAREA

Come già accennato, la marea è generata facendo variare i livelli della superficie libera nel bacino del mare mediante una paratoia in acciaio (Figura 2.4b).

La paratoia presenta una luce netta di 2.00 m e scorre verticalmente lungo due guide metalliche laterali, che presentano un fine corsa inferiore posto a quota +1.005 m e un fine corsa superiore posto a quota +1.200 m. Complessivamente, dunque, l'escursione massima della paratoia è di 19.5 cm. Pertanto la marea generabile dalla paratoia presenta un valore minimo pari a +1.055 m e un valore massimo pari a +1.250 m, che, con riferimento alla platea della laguna, corrispondono a quote pari rispettivamente a +0.185 e +0.380: come si vedrà meglio in seguito, tale intervallo di valori risulta più che adeguato per gli scopi proposti.

La paratoia è guidata da un software implementato *ad hoc*, che permette di riprodurre una marea di forma qualsiasi, in particolare una marea sinusoidale di ampiezza, periodo e livello medio di propagazione assegnati. Durante gli esperimenti, il moto della paratoia è continuamente corretto mediante un processo di feedback: il software, infatti, controlla istante per istante i livelli nel bacino del mare mediante due sonde ad ultrasuoni e sulla base di essi corregge la posizione istantanea della paratoia, in modo da riprodurre una marea perfettamente coincidente con quella prevista. In Figura 2.5 è riportato un esempio di confronto tra la posizione della paratoia e il livello del pelo libero nel mare nel corso di una delle prove condotte nell'apparato sperimentale imponendo una marea sinusoidale.

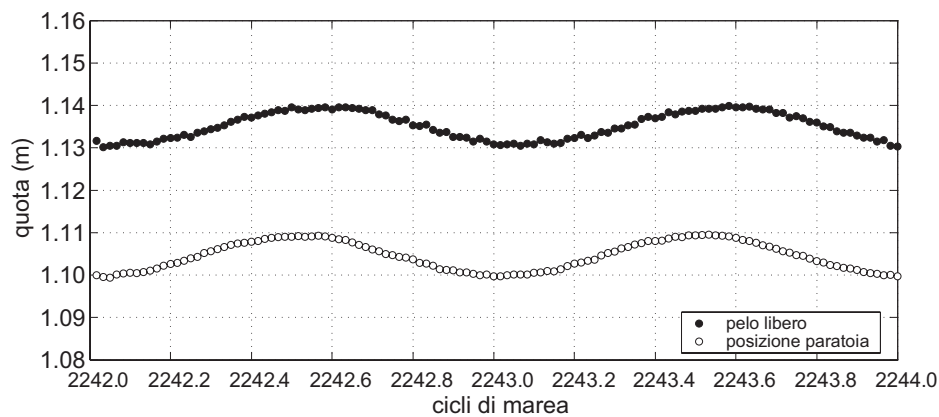


Figura 2.5: Esempio di correzione istantanea della posizione della paratoia mediante un processo di feedback, allo scopo di generare una marea sinusoidale di caratteristiche assegnate. Nell'esempio riportato i parametri di marea imposti sono: $a = 0.01$ m, $T = 8$ minuti e $vm = 1.135$ m.

In pratica, il software consente di impostare nel caso di marea sinusoi-

dale i seguenti parametri:

- a , ovvero l'ampiezza picco-picco dell'onda di marea: l'intervallo di valori inseribili è $0 \div 0.195$ m, corrispondente alla massima escursione della paratoia; come verrà spiegato meglio nel Capitolo 4, l'ampiezza dell'onda di marea riprodotta è stata però compresa tra valori di pochi centimetri: $0 \div 0.02$ m.
- vm , ovvero il valore medio della quota dell'onda di marea rispetto al riferimento posto sul fondo della vasca del mare: l'intervallo di valori inseribili è pari a $1.055 \div 1.250$ m; con uno strato di sedimenti di circa 30 cm, i valori utilizzati rientrano principalmente nel campo $1.15 \div 1.20$ m, ricordando che la platea della laguna si trova a quota +0.87 m rispetto a quella del mare.
- T , ovvero il periodo dell'onda di marea: i valori utilizzati nelle prove sperimentali rientrano nell'intervallo $2 \div 12$ minuti.
- *guadagno*: è una correzione percentuale del modo con cui il programma cerca di uguagliare l'ampiezza d'onda assegnata; si determina sperimentalmente e assume sempre valori bassi, compresi nel campo $0 \div 1$. Nelle prove preliminari effettuate si sono riscontrati ottimi risultati con un guadagno pari a 0.5.
- *T integrale a*: è un valore integrale sull'ampiezza picco-picco; un valore basso fa in modo che il programma corregga molto velocemente il movimento della paratoia sulla base del segnale ricevuto dalla sonda sul mare, rischiando però di produrre distorsioni apprezzabili sulla forma dell'onda; un valore alto, invece, fa in modo che la reazione della paratoia sia più lenta e ponderata, filtrando così gli errori legati all'assunzione di valori istantanei della sonda, anziché mediati nel tempo. L'obiettivo è ovviamente quello di raggiungere le condizioni di regime con la massima velocità e con la minima distorsione rispetto alla funzione di riferimento. Bisogna, quindi, trovare un valore integrale equilibrato, che non privilegi il primo effetto per il secondo o viceversa. Durante le prove sperimentali si è utilizzato un valore integrale sull'ampiezza pari a 4.0.
- *T integrale vm*: è un valore integrale sul valore medio della marea; il significato è lo stesso dell'integrale precedente, soltanto applicato alla funzione che regola il feedback sul valore medio della marea. Durante le prove sperimentali si è utilizzato un valore pari a 6.0.

Il programma consente di variare i parametri descritti anche durante l'esperimento, così da poter analizzare gli effetti della variazione delle forzanti mareali sulla rete di canali in corso di formazione.

2.3 IL RILIEVO DEL FONDALE

Una delle problematiche più importanti affrontate durante la progettazione e la messa a punto dell'apparato sperimentale è stata la scelta della metodologia da utilizzare per il rilievo del fondale, che doveva essere realizzato senza scoprire la superficie dei sedimenti, in modo da evitare indesiderate perturbazioni della topografia del fondo.

A questo scopo è stato progettato un sistema costituito da un laser, che misura le quote del fondo, accoppiato ad una sonda ad ultrasuoni, che misura le quote del pelo libero ad esse associate, in modo da poter correggere la misura ottenuta con il laser dagli effetti della rifrazione indotta dalla presenza dell'acqua (Figura 2.4d).

La rifrazione è la deviazione subita da un'onda che attraversa due mezzi (nel nostro caso acqua e aria) nei quali cambia la sua velocità di propagazione. L'entità di rifrazione dell'onda è descritta dalla *legge di Snell*, secondo la quale se il raggio proviene da un mezzo con indice di rifrazione n_1 ed entra in un mezzo ad indice n_2 , gli angoli di incidenza θ_i e di rifrazione θ_r sono legati fra loro mediante l'espressione:

$$\frac{\sin\theta_i}{\sin\theta_r} = \frac{v_1}{v_2} = \frac{n_1}{n_2} \quad (2.1)$$

dove v_1 e v_2 sono le velocità di propagazione dell'onda nei due mezzi.

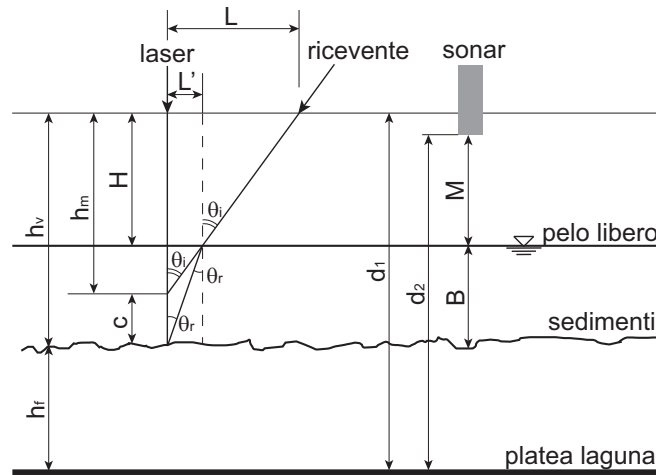


Figura 2.6: Schema di correzione della rifrazione indotta dalla presenza dell'acqua. Significato dei simboli: d_1 = distanza del laser dal fondo della platea; d_2 = distanza della sonda dal fondo della platea; h_m = distanza misurata dal laser; M = distanza misurata dal sonar; L = distanza laser-ricevente; θ_i = angolo di incidenza; θ_r = angolo di rifrazione; H = distanza del laser dal pelo libero; B = profondità locale dell'acqua; c = correzione da apportare alla misura del laser; h_v = misura del laser corretta; h_f = quota locale del fondo.

Con riferimento alla Figura 2.6, per poter correggere l'errore indotto dalla rifrazione contenuto nella misura del laser è necessario conoscere la profondità locale della corrente B. A questo scopo, essendo nota la distanza laser-ricevente L, in quanto fornita dal produttore del laser, e la quota misurata dal laser h_m è possibile calcolare l'angolo incidente θ_i :

$$\theta_i = \arctg \left(\frac{L}{h_m} \right) \quad (2.2)$$

da cui, applicando la (2.1) e sapendo che il rapporto tra l'indice di rifrazione dell'acqua e quello dell'aria è 1.33, si ricava l'angolo di rifrazione θ_r :

$$\theta_r = \arcsin \left(\frac{\sin \theta_i}{1.33} \right) \quad (2.3)$$

Note le distanze del laser d_1 e della sonda d_2 dal fondo della platea e la distanza della sonda a ultrasuoni dal pelo libero M, misurata dalla sonda stessa, si ricava la profondità locale della corrente nel seguente modo:

$$H = d_1 - d_2 + M, \quad L' = (h_m - H) \tg \theta_i, \quad B = \frac{L'}{\tg \theta_r}. \quad (2.4)$$

Sempre con riferimento alla Figura 2.6, nota la profondità locale della corrente B, la correzione da apportare alla misura del laser è:

$$c = B - h_m + H \quad (2.5)$$

per cui la misura corretta del laser h_v risulta:

$$h_v = h_m + c \quad (2.6)$$

da cui si ottiene la quota del fondo h_f :

$$h_f = d_1 - h_v \quad (2.7)$$

Le caratteristiche tecniche del laser e della sonda a ultrasuoni sono riportate in Tabella 2.1.

Laser e sonar sono montati su un carroponete in alluminio guidato da un software appositamente implementato, che corre longitudinalmente lungo due guide laterali rispetto al bacino (Figura 2.4c). A loro volta i due sensori si possono muovere in senso trasversale lungo il carroponete, potendosi disporre in questo modo sopra tutti i punti del bacino e

Tabella 2.1: Caratteristiche tecniche della strumentazione.

LASER	
modello	M5L/400
range	± 200 mm
reference distance	680 mm
linearity error	900 μ m
resolution	300 μ m
spot diameter	4 mm
distanza laser-ricevitore	151 mm
SONAR	
modello	946/A4V/2D/2CO/380E
range	60 $\div$ 500 mm
beam angle	5°
analogue output	0 $\div$ 10 V
analogue output	4 $\div$ 20 mA

permettendo di realizzare un rilievo completo della topografia del fondo. In realtà le guide su cui scorre l'intero carrello non coprono l'intera lunghezza della laguna. Inoltre l'ingombro del dispositivo su cui sono montate le sonde è tale da escludere una piccola fascia del fondale lungo ciascun lato dell'area da rilevare: per questi motivi il rilievo finale non copre tutta l'estensione del bacino lagunare, ma un'area leggermente inferiore pari a $4.30 \times 3.60\text{m}^2$.

I sensori, inoltre, sono fissati al carroponete mediante due guide millimetriche, scorrevoli verticalmente, che consentono le operazioni di taratura della strumentazione direttamente all'interno della lagunetta nelle fasi iniziali di avvio degli esperimenti.

Come si è detto, il pantografo è guidato da un software che permette di rilevare il fondo su un'area massima di $4.30 \times 3.60\text{m}^2$, con una risoluzione variabile a seconda delle necessità. La risoluzione massima è quella di 1 unità, che corrisponde a 1 cm lungo l'asse X, ovvero lungo il lato più lungo del bacino, e a 0.932 cm lungo l'asse Y, che coincide con il lato più corto del bacino. Di conseguenza, il massimo numero di unità rilevabili longitudinalmente è 430, corrispondente a 430 cm, mentre il massimo numero di unità rilevabili trasversalmente è 386, corrispondente a 360 cm.

Il software permette all'operatore di realizzare un rilievo usufruendo di due modalità di scansione:

- con una *scansione automatica*, che esegue il rilievo procedendo per sezioni trasversali, iniziando con la sezione più interna della laguna per arrivare infine alla sezione più prossima alla bocca. Questa modalità richiede l'impostazione della velocità con cui il panto-

grafo deve realizzare il rilievo e l'estensione dell'area da rilevare. Generalmente la velocità del carrello che viene impostata è di 6000 passi/s, che consente di effettuare il rilievo completo dell'area massima rilevabile con la risoluzione migliore in circa 2 ore.

- con una *scansione manuale*, che permette di posizionare le sonde sopra un punto preciso della laguna, allo scopo di misurare in modo continuo i valori istantanei delle distanze laser-sedimenti e sonar-pelo libero. Questa funzione permette anche di far partire un rilievo da un punto interno qualsiasi del bacino lagunare e, quindi, di tenere costantemente sotto controllo nel tempo un'area o una sezione specifiche.

Dal momento che la durata minima di un rilievo è di circa 2 ore, per evitare che durante la rilevazione si modifichi la topografia del fondo è stata introdotta la possibilità di mettere la paratoia in modalità *pausa*. La modalità *pausa* comporta l'azzeramento molto lento dell'ampiezza dell'onda di marea, dell'ordine di 1 cm in circa 20 minuti, pur mantenendo il livello medio di propagazione imposto all'inizio dell'esperimento. Con questo accorgimento si annullano le correnti indotte dalla propagazione dell'onda di marea che danno origine al trasporto solido all'interno del modello sperimentale, così che i sedimenti trasportati in sospensione si depositino sul fondo. In questo modo, inoltre, la restituzione grafica del rilievo non presenta interferenze causate dal passaggio dell'onda di marea, rendendo la lettura delle immagini rilevate molto più nitida e chiara.

2.4 I SEDIMENTI

I sedimenti che compongono il fondo della laguna sono costituiti da granuli sferici di polistirene, eterogenei e di colore trasparente opaco (Figura 2.7).

La scelta del materiale di cui sono composti i sedimenti si è basata sulla necessità dei granuli di rimanere immersi e di muoversi unicamente per effetto delle correnti indotte dalla propagazione della marea. Per questo motivo è stato scelto un materiale plastico, il polistirene, caratterizzato da un peso specifico secco $\gamma_s = 10208 \text{ N/m}^3$ (con $\rho_s = 1041 \text{ kg/m}^3$) di poco superiore a quello dell'acqua $\gamma = 9806 \text{ N/m}^3$.

La densità dei sedimenti è stata determinata mediante il metodo dei picnometri, in cui si è utilizzato come fluido il cherosene, in quanto caratterizzato da un peso specifico $\gamma_c = 7747 \text{ N/m}^3$ inferiore al peso specifico dell'acqua e quindi sicuramente anche a quello dei sedimenti.

Per la determinazione dell'assortimento granulometrico è stata condotta un'analisi granulometrica, seguendo le disposizioni tecniche della



Figura 2.7: Granuli sferici di polistirene utilizzati per riprodurre la topografia del fondo. *A destra*: eterogeneità del diametro dei sedimenti; *a sinistra*: sacchi contenenti le microsferiche di polistirene.

norma UNI 2332-1. L'analisi ha interessato sei campioni prelevati in modo casuale dall'intera fornitura. I risultati dell'analisi granulometrica, riportati in Figura 2.8, evidenziano uno scostamento trascurabile per le curve relative ai sei diversi campioni di materiale. Inoltre le curve dei sei provini risultano quasi verticali e questa caratteristica è indice di una granulometria pressochè uniforme. L'analisi granulometrica ha inoltre evidenziato un diametro d_{50} (riferito cioè al 50% del passante in peso) pari a circa 0.8 mm (Figura 2.8).

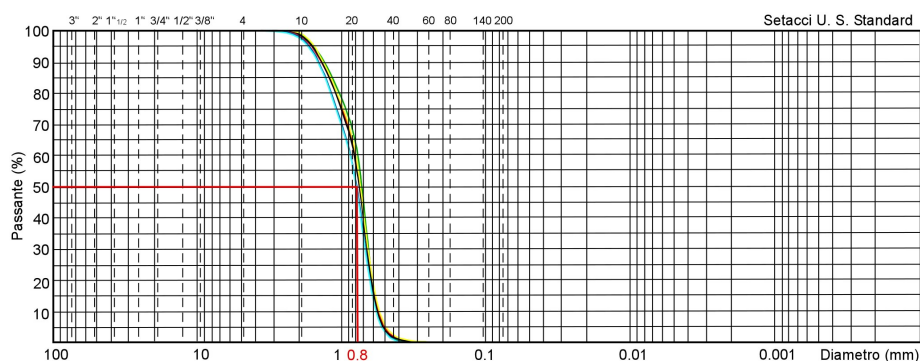


Figura 2.8: Curve granulometriche dei sedimenti.

Per completare la caratterizzazione granulometrica del materiale è stato determinato anche l'angolo di natural declivio ϕ , ovvero l'angolo che il materiale forma naturalmente una volta lasciato depositare su una superficie. La prova ha evidenziato un valore di ϕ molto basso, pari a 17° .

I sedimenti sono stati successivamente sottoposti a prove di taglio diretto, condotte su provini saturi, bagnati non saturi e secchi, utilizzando tre valori diversi della tensione verticale σ , rispettivamente pari a 16, 34 e 48 kPa. In Figura 2.9 sono riportati i grafici $\sigma - \tau$ e $\sigma - S_h$ per tutte le prove effettuate, dove con S_h si è indicato lo spostamento orizzontale del

provino. Le rette tracciate sui grafici $\sigma - \tau$ per ognuna delle condizioni di saturazione dei provini sono state ottenute interpolando linearmente i punti relativi all'applicazione dei tre valori di tensione verticale. Le equazioni di tali rette hanno espressione generale:

$$\tau = c + \sigma \cdot \tan \phi \quad (2.8)$$

nella quale sono stati indicati con c la coesione e con ϕ l'angolo di attrito del materiale. I valori di c e ϕ calcolati per ogni condizione di saturazione del materiale sono riassunti in Tabella 2.2. Il valore nullo o comunque estremamente esiguo della coesione c è dovuta alla natura incoerente dei sedimenti impiegati negli esperimenti.

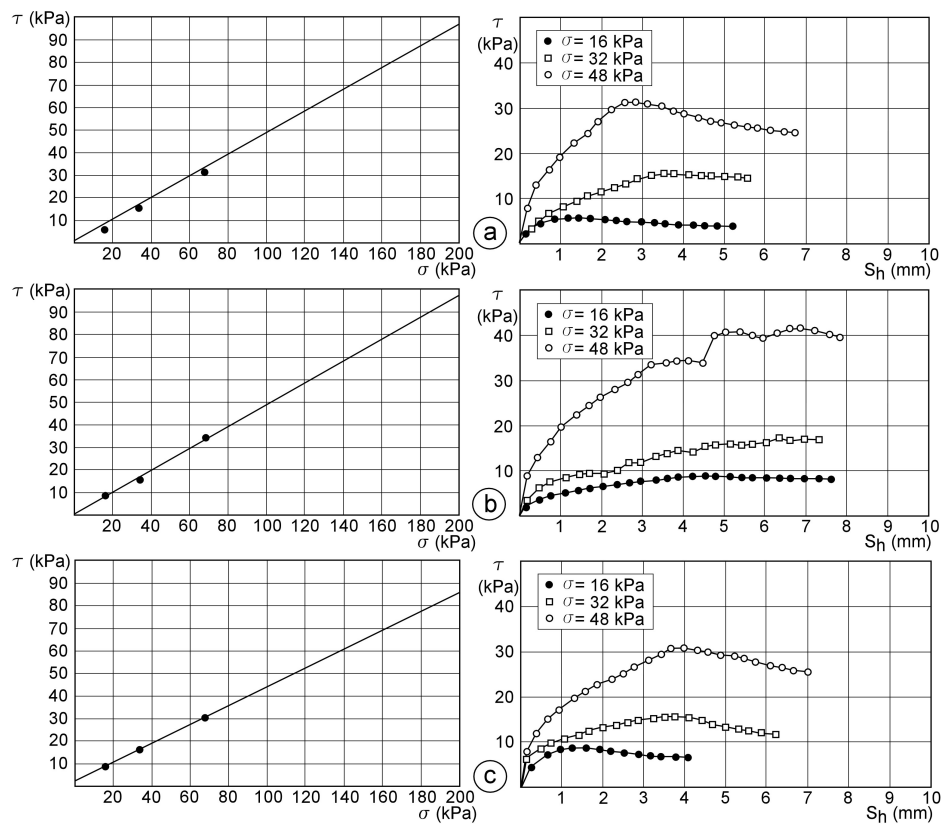


Figura 2.9: Grafici $\sigma - \tau$ e $S_h - \sigma$ per (a) materiale secco, (b) materiale saturo e (c) materiale bagnato non saturo.

Tutte le analisi di caratterizzazione geotecnica dei sedimenti descritte sono state condotte presso il laboratorio di Geotecnica del Dipartimento IMAGE dell'Università di Padova.

Dalle prove preliminari condotte sull'apparato sperimentale, è emersa una certa tendenza da parte dei sedimenti ad aggregarsi e a galleggiare sul pelo libero. Questo fenomeno è causato dalla tensione superficiale.

Tabella 2.2: Angolo di attrito e coesione del materiale per ognuna delle condizioni di saturazione analizzate.

condizione del materiale	ϕ (°)	c (kPa)
polistirene secco	25	0
polistirene saturo	25	0
polistirene bagnato non sauro	23	1.68

Per annullare gli effetti prodotti dalla tensione superficiale è stato appositamente progettato un tensioattivo fluorurato, in grado di abbattere la tensione superficiale e aumentare la bagnabilità dei granuli di polistirene. La massima concentrazione di tensioattivo che si può sciogliere in acqua, ovvero il valore al di sopra del quale non si realizzerebbe nessun ulteriore abbattimento della tensione superficiale, è pari al 2‰.

Tuttavia, alcune prove di laboratorio condotte hanno dimostrato che è sufficiente una quantità di tensioattivo pari allo 0.15‰ in volume per ridurre apprezzabilmente la tensione superficiale. Poiché il volume d'acqua da trattare è 25 m^3 , con quest'ultima concentrazione il volume di tensioattivo necessario è $0.15\text{‰} \cdot 25\text{m}^3 = 3.75\text{litri}$. Essendo il peso specifico del tensioattivo è 1.6 kg/dm^3 , tale volume corrisponde a $1.6\text{kg/dm}^3 \cdot 3.75\text{litri} = 6\text{kg}$.

Pertanto, il primo trattamento dell'acqua è stato effettuato inserendo i 6 kg di tensioattivo direttamente nel vano pompe, per favorire la sua rapida circolazione in tutte le vasche del modello. La miscelazione è durata due giorni, attivando una sola pompa.

Nelle prove successive, l'evaporazione dell'acqua, dovuta al calore liberato dalle pompe durante gli esperimenti e alla elevata temperatura esterna, ha comportato la necessità di aggiungere nuovi volumi di acqua non trattata, per cui la concentrazione di tensioattivo nell'acqua poteva scendere al di sotto della percentuale minima di diluizione. Per questi motivi si è provveduto ad aggiungerne circa mezzo bicchiere di tensioattivo all'inizio di ogni nuovo esperimento, quantità più che sufficiente a garantire l'abbattimento della tensione superficiale entro i limiti necessari.

Un analogo problema si riproponeva con l'inserimento di nuovi sedimenti, che andavano in parte a compensare i sedimenti persi in mare nel corso degli esperimenti. In questo caso i sedimenti sono stati immersi in acqua trattata con il tensioattivo prima di essere inseriti all'interno della laguna.

Una delle problematiche principali che si sono presentate nel corso degli esperimenti è stata la formazione di alghe, di entità apprezzabile soprattutto nel corso di esperimenti molto lunghi. Inizialmente si è sperato che la crescita delle alghe potesse conferire maggiore coesione e stabilità alle zone in equilibrio. In realtà le alghe si sono rivelate un

problema per le letture della sonda laser: essendo le alghe di colore molto scuro, lo strumento rilevava in tali zone una profondità superiore a quella reale. Il problema è stato mantenuto sotto controllo mediante la diluizione di una piccola percentuale di cloro (in particolare ipoclorito di sodio) nell'acqua contenuta nel modello.

APPLICAZIONE AL REALE DEI DATI SPERIMENTALI

L'apparato sperimentale descritto non è stato progettato per simulare in scala ridotta la formazione e il successivo sviluppo di una rete a marea in particolare, quanto piuttosto per riprodurre nel modo più generale possibile un tipico ambiente a marea.

Generalmente, negli studi condotti mediante modelli in scala ridotta si parte da un ambiente a marea reale (definito d'ora in avanti prototipo) che viene scalato mediante le leggi della similitudine meccanica per ottenere un modello sperimentale in scala ridotta. In questo caso verrà applicato un procedimento inverso rispetto a quello che normalmente si adotta: si partirà dalle caratteristiche del modello sperimentale per individuare mediante l'applicazione delle leggi della similitudine a quale ambiente a marea reale esso può essere ricondotto, allo scopo di analizzare se e in quale misura i risultati ottenuti possono essere trasferiti al reale.

In prima analisi si applicheranno le leggi della similitudine idrodinamica, in modo da ricavare i parametri adimensionali che governano il fenomeno di propagazione di un'onda lunga periodica all'interno di un bacino a marea bidimensionale e le leggi che legano i rapporti di scala¹ delle varie grandezze coinvolte, ottenute imponendo il rispetto nel modello e nel prototipo dei parametri adimensionali che governano il fenomeno fisico.

In un secondo momento, trattandosi di un modello a fondo mobile, si valuterà il rispetto dei parametri adimensionali che regolano la similitudine del trasporto solido nel modello e nel prototipo.

¹ Con il termine *rapporto di scala* si definisce il rapporto tra il valore che una variabile assume sul modello e il valore che la medesima variabile assume sul prototipo. Indicando con ψ la generica grandezza in esame, il rapporto di scala è caratterizzato dalla seguente forma: $r_\psi = \psi_m / \psi_p = 1$ (Hughes, 1993).

3.1 SIMILITUDINE IDRODINAMICA

3.1.1 Forma adimensionale delle equazioni delle onde lunghe in acque basse

Il moto della fase fluida in un bacino a marea è governato dalle note equazioni delle onde lunghe in acque basse, ovvero dalle equazioni di conservazione della quantità di moto lungo x ed y (3.1)-(3.2) e dall'equazione di conservazione della massa (3.3):

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \rho U \frac{\partial U}{\partial x} + \rho V \frac{\partial U}{\partial y} + \gamma \frac{\partial H}{\partial x} + \rho \frac{U \sqrt{U^2 + V^2}}{C^2 D} = 0 \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \rho U \frac{\partial V}{\partial x} + \rho V \frac{\partial V}{\partial y} + \gamma \frac{\partial H}{\partial y} + \rho \frac{V \sqrt{U^2 + V^2}}{C^2 D} = 0 \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial(UD)}{\partial x} + \frac{\partial(VD)}{\partial y} = 0 \quad (3.3)$$

in cui ρ e γ rappresentano, rispettivamente, la densità e il peso specifico dell'acqua, U e V sono le componenti della velocità mediate sulla verticale lungo le direzioni x ed y , H è l'elevazione del pelo libero rispetto al piano di propagazione dell'onda di marea, D è la profondità locale dell'acqua e C è un parametro adimensionale, esprimibile come:

$$C = \frac{\chi}{\sqrt{g}} = \frac{k_s D^{1/6}}{\sqrt{g}} \quad (3.4)$$

essendo χ il coefficiente di scabrezza secondo Chézy, k_s il coefficiente di scabrezza secondo Strickler e g l'accelerazione di gravità.

L'analisi di similitudine è stata condotta adimensionalizzando le equazioni (3.1), (3.2) e (3.3), allo scopo di evidenziare i gruppi adimensionali che governano il fenomeno fisico e di poter ricavare da essi i rapporti di scala, ovvero le relazioni di trasferimento di una grandezza dal modello al prototipo.

Con queste finalità, si introducono le seguenti grandezze adimensionali:

$$(x', y') = \frac{1}{L_0} (x, y), \quad D' = \frac{D}{D_0}, \quad H' = \frac{H}{a}, \quad \epsilon = \frac{a}{D_0}, \quad (3.5)$$

$$(U', V') = \frac{1}{U_0} (U, V), \quad t' = \omega t, \quad C' = \frac{C}{C_0}, \quad (3.6)$$

in cui L_0 rappresenta una lunghezza caratteristica sul piano, D_0 è la profondità media del bacino a marea, U_0 è un valore caratteristico di velocità mediato sulla verticale, a e ω rappresentano rispettivamente l'ampiezza e la frequenza angolare della marea imposta, ϵ il valore adimensionale dell'ampiezza della marea e C_0 un valore caratteristico del parametro di resistenza.

Inserendo nelle (3.1), (3.2) e (3.3) le grandezze adimensionali (3.5)-(3.6) si ottengono le seguenti espressioni:

$$\rho\omega U_0 \frac{\partial U'}{\partial t'} + \rho \frac{U_0^2}{L_0} U' \frac{\partial U'}{\partial x'} + \rho \frac{U_0^2}{L_0} V' \frac{\partial U'}{\partial y'} + \gamma \frac{a}{L_0} \frac{\partial H'}{\partial x'} + \rho \frac{U_0^2}{C_0^2 D_0} \frac{U' \sqrt{U'^2 + V'^2}}{C'^2 D'} = 0 \quad (3.7)$$

$$\rho\omega U_0 \frac{\partial V'}{\partial t'} + \rho \frac{U_0^2}{L_0} U' \frac{\partial V'}{\partial x'} + \rho \frac{U_0^2}{L_0} V' \frac{\partial V'}{\partial y'} + \gamma \frac{a}{L_0} \frac{\partial H'}{\partial y'} + \rho \frac{U_0^2}{C_0^2 D_0} \frac{V' \sqrt{U'^2 + V'^2}}{C'^2 D'} = 0 \quad (3.8)$$

$$\omega D_0 \frac{\partial D'}{\partial t'} + U_0 D_0 \frac{\partial U' D'}{\partial x'} + \frac{\partial V' D'}{\partial y'} = 0 \quad (3.9)$$

Moltiplicando le equazioni (3.7) e (3.8) per $L_0/\gamma a$ risulta:

$$\frac{\omega U_0 L_0}{g a} \frac{\partial U'}{\partial t'} + \frac{U_0^2}{g a} U' \frac{\partial U'}{\partial x'} + \frac{U_0^2}{g a} V' \frac{\partial U'}{\partial y'} + \frac{a}{L_0} \frac{\partial H'}{\partial x'} + \frac{U_0^2}{C_0^2 g D_0 a} \frac{U' \sqrt{U'^2 + V'^2}}{C'^2 D'} = 0 \quad (3.10)$$

$$\frac{\omega U_0 L_0}{g a} \frac{\partial V'}{\partial t'} + \frac{U_0^2}{g a} U' \frac{\partial V'}{\partial x'} + \frac{U_0^2}{g a} V' \frac{\partial V'}{\partial y'} + \frac{a}{L_0} \frac{\partial H'}{\partial y'} + \frac{U_0^2}{C_0^2 g D_0 a} \frac{V' \sqrt{U'^2 + V'^2}}{C'^2 D'} = 0 \quad (3.11)$$

Moltiplicando l'equazione (3.9) per $L_0 U_0 / g \epsilon D_0^2$ si ottiene:

$$\frac{\omega L_0}{U_0} \frac{1}{\epsilon} \frac{U_0^2}{g D_0} \frac{\partial D'}{\partial t'} + \frac{U_0^2}{g D_0} \frac{1}{\epsilon} \left(\frac{\partial U' D'}{\partial x'} + \frac{\partial V' D'}{\partial y'} \right) = 0 \quad (3.12)$$

Raccogliendo le grandezze in gruppi adimensionali, si ricavano le equazioni (3.1), (3.2) e (3.3) in forma adimensionale:

$$S \frac{\partial U'}{\partial t'} + \frac{Fr^2}{\epsilon} \left(U' \frac{\partial U'}{\partial x'} + V' \frac{\partial U'}{\partial y'} \right) + \frac{\partial H'}{\partial x'} + R \frac{U' \sqrt{U'^2 + V'^2}}{C'^2 D'} = 0 \quad (3.13)$$

$$S \frac{\partial V'}{\partial t'} + \frac{Fr^2}{\epsilon} \left(U' \frac{\partial V'}{\partial x'} + V' \frac{\partial V'}{\partial y'} \right) + \frac{\partial H'}{\partial y'} + R \frac{V' \sqrt{U'^2 + V'^2}}{C'^2 D'} = 0 \quad (3.14)$$

$$S \frac{\partial D'}{\partial t'} + \frac{F_r^2}{\epsilon} \left(\frac{\partial D' U'}{\partial x'} + \frac{\partial D' V'}{\partial y'} \right) = 0 \quad (3.15)$$

I parametri adimensionali che compaiono nelle (3.13), (3.14) e (3.15) sono così descritti:

$$F_r^2 = \frac{U_0^2}{g D_0}, \quad (3.16)$$

$$S = \frac{\omega L_0}{U_0 \epsilon} F_r^2, \quad (3.17)$$

$$R = \frac{L_0}{D_0 C_0^2} \frac{F_r^2}{\epsilon}, \quad (3.18)$$

e rappresentano il numero di Froude (F_r), l'importanza relativa dell'inerzia locale (S) e dell'attrito (R) rispetto alla gravità.

3.1.2 Criteri di similitudine

Il fenomeno della propagazione di un'onda lunga in acque basse all'interno di un bacino bidimensionale è dunque governato dai parametri adimensionali (3.16), (3.17) e (3.18), che devono mantenere lo stesso valore sia sul modello che sul prototipo (d'ora in poi identificati rispettivamente con il pedice m e p) allo scopo di ottenere una similitudine idrodinamica completa. L'uguaglianza dei gruppi adimensionali (3.16)-(3.18) sul modello e sul prototipo si traduce in una serie di relazioni tra i rapporti di scala delle grandezze che entrano in gioco nei parametri adimensionali via via considerati, definite appunto *criteri di similitudine* (Hughes, 1993).

In particolare, imponendo l'uguaglianza del numero di Froude sul modello e sul prototipo ($F_{rm} = F_{rp}$) si ottiene:

$$\frac{U_{0m}}{\sqrt{g D_{0m}}} = \frac{U_{0p}}{\sqrt{g D_{0p}}} \Rightarrow \frac{r_u}{\sqrt{\lambda_D}} = 1 \Rightarrow \lambda_D = r_u^2 \quad (3.19)$$

dove si è indicata con $\lambda_D (= D_m/D_p)$ la scala di riduzione verticale e con r_u il rapporto di scala della velocità. L'equazione (3.19) esprime il rispetto della similitudine di Froude tra il modello e il prototipo.

Analogamente, imponendo l'uguaglianza del parametro S ($S_m = S_p$) si ottiene:

$$\frac{\omega_m L_{0m}}{\sqrt{U_{0m} \epsilon_m}} F_{rm}^2 = \frac{\omega_p L_{0p}}{\sqrt{U_{0p} \epsilon_p}} F_{rp}^2 \Rightarrow \frac{\lambda r_u}{r_t r_\epsilon \lambda_D} = 1 \quad (3.20)$$

nella quale si è indicata con λ ($= L_m/L_p$) la scala di riduzione planimetrica, con r_t il rapporto di scala del tempo e con r_ϵ il rapporto di scala di ϵ . Introducendo la (3.19) nella (3.20) si ottiene:

$$r_u = \frac{\lambda}{r_t r_\epsilon} \quad (3.21)$$

La validità di quest'ultima equazione implica il rispetto sia sul modello che sul prototipo del rapporto tra le forze inerziali e gravitazionali, ovvero di una seconda condizione di tipo dinamico.

Infine, imponendo l'uguaglianza $R_m = R_p$:

$$\frac{L_{0m}}{D_{0m} C_{0m}^2} \frac{F_{rm}^2}{\epsilon} = \frac{L_{0p}}{D_{0p} C_{0p}^2} \frac{F_{rp}^2}{\epsilon} \Rightarrow \frac{\lambda r_u^2}{\lambda_D^2 r_C^2 r_\epsilon} = 1 \quad (3.22)$$

dove si è indicato con r_C il rapporto di scala del parametro adimensionale di resistenza. Inserendo la (3.19) nella (3.22), si ottiene la seguente relazione:

$$r_C = \sqrt{\frac{\lambda}{\lambda_D r_\epsilon}} \quad (3.23)$$

che esprime il rispetto del rapporto tra le forze d'attrito e le forze gravitazionali sia sul modello che sul prototipo.

A questo punto si determinano i rapporti di scala nel caso specifico del modello sperimentale analizzato.

3.1.3 Calcolo dei rapporti di scala

Il modello sperimentale non si propone di riprodurre in scala nessuna laguna esistente. Di conseguenza per poter rendere il più generale possibile il trasferimento al reale dei dati sperimentali, i rapporti di scala sono stati determinati partendo dal confronto tra l'onda di marea sperimentale e quella reale.

Seminara *et al.* (2008) hanno recentemente proposto una classificazione dei bacini costieri basata sull'ampiezza della marea che li caratterizza,

inquadrandoli in tre diverse categorie: microtidal, se l'ampiezza dell'onda di marea non supera i 2 m; mesotidal, se l'ampiezza è compresa tra i 2 e i 4 m; macrotidal, se l'ampiezza supera i 4 m.

Seguendo la classificazione proposta, sono stati individuati tre scenari possibili per il prototipo, definiti *laguna microtidal*, *laguna mesotidal* e *laguna macrotidal*, caratterizzati da un'onda di marea di periodo semidiurno e di ampiezza rispettivamente di 1 m (che è l'ampiezza tipica di una marea di sizigie in laguna di Venezia), di 2 m e di 4 m.

Note le caratteristiche dell'onda di marea del modello e del prototipo è possibile determinare immediatamente r_t e λ_D , essendo:

$$r_t = \frac{T_m}{T_p}, \quad \lambda_D = \frac{a_m}{a_p} = \frac{D_{0m}}{D_{0p}} \quad (3.24)$$

dove si è indicato con T il periodo dell'onda di marea. Si osservi che dalla seconda delle (3.24), essendo λ_D lo stesso rapporto di scala sia per l'ampiezza a della marea che per la profondità iniziale D_0 del bacino, si ricava $r_e = 1$. Pertanto le relazioni di riduzione in scala si possono semplificare nel seguente modo:

$$\lambda_D = r_u^2, \quad r_u = \frac{\lambda}{r_t}, \quad r_C = \sqrt{\frac{\lambda}{\lambda_D}} \quad (3.25)$$

Dalle relazioni (3.25) si ricavano quindi r_u , λ e r_C . I calcoli effettuati per ogni scenario del prototipo considerato sono riassunti in Tabella 3.1.

L'applicazione delle (3.25) dimostra che la lagunetta sperimentale oggetto della tesi deve essere considerata un modello geometricamente distorto per poter ricavare un prototipo dinamicamente simile al modello. Infatti, ipotizzando che $\lambda_D = \lambda$ (ovvero modello non distorto geometricamente), dalle prime due equazioni delle (3.25) si ricava $r_t = \lambda_D$, condizione che non è vera a priori per tutti gli scenari analizzati (v. Tabella 3.1).

Per valutare il rispetto del parametro R , quindi della terza delle condizioni (3.25), è necessario introdurre preliminarmente alcune relazioni di similitudine applicata al trasporto solido.

3.2 SIMILITUDINE APPLICATA AL TRASPORTO SOLIDO

Per garantire una similitudine al trasporto solido completa, un modello sperimentale in scala ridotta a fondo mobile deve riprodurre correttamente il trasporto solido al fondo, il trasporto solido in sospensione e la condizione di incipiente movimento dei sedimenti che costituiscono il fondale del prototipo. La corretta riproduzione dei fenomeni citati

Tabella 3.1: Rapporti di scala delle varie grandezze nei scenari di laguna microtidal, mesotidal e macrotidal. Significato dei simboli: d = rapporto di distorsione; a = ampiezza della marea; T = periodo della marea; D_0 = profondità iniziale del bacino; U_0 = valore caratteristico della velocità; L_x = lunghezza del bacino; L_y = larghezza del bacino; C = conduttanza; k_S = coefficiente di Gauckler-Strickler.

Grandezza	Modello	Prototipo	Rapporto di scala
Laguna Microtidal ($d = 9.00$)			
$a(m)$	0.01	1.00	$\lambda_D = 0.01$
$T(s)$	480	43200	$r_t = 0.011$
$D_0(m)$	0.01	1.00	$\lambda_D = 0.01$
$U_0(m/s)$	0.04	0.40	$r_u = 0.1000$
$L_x(m)$	5.22	4698	$\lambda = 0.0011$
$L_y(m)$	4.00	3600	$\lambda = 0.0011$
C			$r_C = 0.3333$
$k_S(m^{1/3}s^{-1})$	25	35	$r_{k_S} = 0.7181$
Laguna Mesotidal ($d = 6.36$)			
$a(m)$	0.01	2.00	$\lambda_D = 0.005$
$T(s)$	480	43200	$r_t = 0.011$
$D_0(m)$	0.01	2.00	$\lambda_D = 0.005$
$U_0(m/s)$	0.04	0.57	$r_u = 0.0707$
$L_x(m)$	5.22	6644	$\lambda = 0.0008$
$L_y(m)$	4.00	5091	$\lambda = 0.0008$
C			$r_C = 0.3964$
$k_S(m^{1/3}s^{-1})$	34	35	$r_{k_S} = 0.9586$
Laguna Macrotidal ($d = 4.50$)			
$a(m)$	0.01	4.00	$\lambda_D = 0.0025$
$T(s)$	480	43200	$r_t = 0.011$
$D_0(m)$	0.01	4.00	$\lambda_D = 0.0025$
$U_0(m/s)$	0.04	0.80	$r_u = 0.0500$
$L_x(m)$	5.22	9396	$\lambda = 0.0006$
$L_y(m)$	4.00	7200	$\lambda = 0.0006$
C			$r_C = 0.4714$
$k_S(m^{1/3}s^{-1})$	45	35	$r_{k_S} = 1.2796$

si traduce nell'uguaglianza tra modello e prototipo di almeno cinque parametri adimensionali (Hughes, 1993), così definiti:

1. Numero di Reynolds di grano:

$$R_* = \frac{u_* d_s}{\nu} \quad (3.26)$$

2. Numero di Froude densimetrico:

$$Fr_* = \frac{\rho u_*^2}{\gamma_i d_s} \quad (3.27)$$

3. Densità relativa:

$$S_s = \frac{\rho_s}{\rho} \quad (3.28)$$

4. Lunghezza relativa:

$$l_s = \frac{D_0}{d_s} \quad (3.29)$$

5. Velocità relativa di caduta dei sedimenti:

$$V_\omega = \frac{\omega}{u_*} \quad (3.30)$$

nelle quali u_* è la velocità di attrito, d_s e ρ_s sono rispettivamente il diametro e la densità dei sedimenti, $\gamma_i = (\rho_s - \rho)g$ è il peso specifico dei sedimenti sommersi, ν e ρ sono rispettivamente la viscosità cinematica e la densità dell'acqua, D_0 è la profondità iniziale del fondo rispetto al livello indisturbato, ω è la velocità di caduta dei sedimenti.

Osservando i cinque parametri adimensionali introdotti appare evidente l'impossibilità di ottenere una similitudine completa del trasporto solido per modelli caratterizzati da scale diverse da quella del prototipo. I parametri adimensionali più difficili da rispettare contemporaneamente risultano la densità relativa S_s e la lunghezza relativa l_s , in quanto, considerando che il fluido generalmente utilizzato in laboratorio è l'acqua, il primo parametro richiede l'utilizzo nel modello in scala di sedimenti aventi la stessa densità di quelli del prototipo e il secondo implica la condizione di similitudine geometrica tra modello e prototipo.

E' tuttavia possibile ottenere buoni risultati sperimentali applicando ai modelli in scala un criterio di similitudine del trasporto solido incompleto, caratterizzato dal rispetto sul modello e sul prototipo solo di alcuni tra i cinque parametri adimensionali introdotti, in relazione all'importanza che ogni parametro riveste sul fenomeno che si intende simulare in scala ridotta.

Tabella 3.2: Parametri adimensionali rispettati nelle quattro categorie di modelli individuate da Hughes (1993). Significato dei simboli: ● = soddisfatto; ○ = non soddisfatto; ○₁ = non soddisfatto, ma con $1.05 < S_S < 2.65$.

Modello	R_*	Fr_*	S_S	l_S	V_ω
1. Best Model (BM)	○	●	●	●	○
2. Lightweight Model (LWM)	●	●	○ ₁	○	○
3. Densimetric Froude Model (DFM)	○	●	○ ₁	○	○
4. Sand Model (SM)	○	○	●	○	○

Hughes (1993) raggruppa i possibili modelli in scala in quattro categorie, riportate in Tabella 3.2.

Nel caso in esame, poichè i sedimenti utilizzati nel modello sono costituiti da polistirene con densità $\rho_{Sm} = 1041.42 \text{ kg/m}^3$, sono da escludere le categorie dei modelli BM e SM, in quanto il rispetto della densità relativa S_S tra modello e prototipo non è verificato a priori. Inoltre il rispetto della lunghezza relativa l_S imposta dalla categoria BM implica che il modello sia scalato in modo geometricamente simile al prototipo, condizione che non si verifica per il bacino sperimentale oggetto della tesi.

Tra le scelte possibili rimangono le categorie LWM e DFM: in entrambi i casi non è necessaria l'equivalenza della densità relativa nel modello e nel prototipo, ma è sufficiente che S_S sia compresa tra 1.05 e 2.65 (Hughes, 1993). Nel caso specifico $(S_S)_m = 1.041$ rappresenta un valore al limite dell'intervallo individuato da Hughes (1993), che può tuttavia essere ancora considerato accettabile.

A questo punto resta da capire quale delle due tipologie di modelli è in grado di fornire indicazioni migliori per l'interpretazione dei risultati sperimentali.

La categoria LWM risulta essere la più conveniente, in quanto le condizioni $(R_*)_m = (R_*)_p$ e $(Fr_*)_m = (Fr_*)_p$ comportano la coincidenza sul diagramma di Shields dei punti relativi al modello e al prototipo e pertanto la condizione di incipiente movimento dei sedimenti nel modello è correttamente simulata.

Considerando che il fluido impiegato nel modello è il medesimo di quello impiegato nel prototipo, il rispetto sul modello e sul prototipo di R_* e della Fr_* produce le seguenti relazioni tra i rapporti di scala delle grandezze in gioco:

$$(R_*)_m = (R_*)_p \longrightarrow r_{u*} r_{ds} = 1 \quad (3.31)$$

$$(Fr_*)_m = (Fr_*)_p \longrightarrow r_{\gamma_i} r_{ds} = r_{u*}^2 \longrightarrow r_{\gamma_i} r_{ds}^3 = 1 \quad (3.32)$$

A questo punto è possibile ricavare i rapporti r_C , r_{ks} , r_{ls} :

$$r_C = r_u r_{ds}, \quad r_{ks} = r_C \lambda_D^{-1/6}, \quad r_{ls} = \frac{\lambda_D}{r_{ds}} \quad (3.33)$$

Il parametro V_ω descrive la condizione di incipiente movimento in sospensione dei sedimenti. Si dimostra che per la categoria di modelli LWM, nel caso nel modello si utilizzi il medesimo fluido del prototipo, la condizione $(V_\omega)_m = (V_\omega)_p$ risulta automaticamente soddisfatta. Infatti, essendo:

$$\omega = \frac{2\gamma_i}{9\mu} \left(\frac{d_s}{2} \right)^2 \longrightarrow r_\omega = \frac{r_{\gamma_i} r_{ds}^2}{r_\mu} \quad (3.34)$$

e considerando che dalla (3.31) si ricava $r_{u*} = r_{ds}^{-1}$, r_{V_ω} è dato dalla relazione:

$$r_{V_\omega} = \frac{r_\omega}{r_{u*}} = \frac{r_{\gamma_i} r_{ds}^3}{r_\mu} = \frac{1}{r_\mu} \quad (3.35)$$

dove con r_μ si indica il rapporto tra la viscosità dinamica del fluido utilizzato nel modello e quella del fluido utilizzato nel prototipo. Da ciò si deduce che, nelle ipotesi introdotte, nel caso in cui il fluido impiegato nel modello sia il medesimo del fluido che caratterizza il prototipo, come nell'apparato sperimentale in esame, la velocità di caduta relativa dei sedimenti V_ω è rispettata e di conseguenza la condizione di incipiente movimento in sospensione è correttamente modellata.

Come si può osservare dalla (3.32), l'applicazione di questa tipologia di modelli permette di scegliere solo uno tra i parametri ρ_s e d_s del prototipo, dopo di che gli altri parametri sono definiti dalle relazioni (3.31)-(3.33). E' dunque interessante analizzare come variano i rapporti descritti dalle (3.31)-(3.33) variando l'una o l'altra grandezza.

Nel primo caso, supponendo di fissare il diametro dei sedimenti del prototipo $(d_s)_p$ e di mantenere un range di variazione della densità dei sedimenti tale per cui $1.05 < S_s < 2.65$, si ottengono i risultati riportati in Tabella 3.3. Nel secondo caso, ipotizzando di imporre la densità dei sedimenti del prototipo $(\rho_s)_p$ e mantenendo $1.05 < S_s < 2.65$, i valori degli altri parametri al variare di $(\rho_s)_p$ sono riportati in Tabella 3.4.

Nell'ipotesi di considerare una sabbia composta prevalentemente da quarzo e feldspati, tipica delle nostre coste, di densità $(\rho_s)_p = 2650 \text{ kg/m}^3$, dall'applicazione delle equazioni (3.32) si ricava un diametro dei sedimenti pari a $234 \mu\text{m}$, come risulta evidente dalle Tabelle 3.3 e 3.4.

Dai calcoli dei coefficienti di scabrezza k_s secondo Strickler, effettuati mediante l'applicazione dell'equazione (3.32) (v. Tabelle 3.3 e 3.4), nei

Tabella 3.3: Valori dei rapporti definiti dalle (3.31)-(3.33) al variare del diametro dei sedimenti del prototipo in un range che permetta di mantenere $1.05 < S_S < 2.65$.

d_S (μm)	234	250	300	350	400	450	500	550	650	750
r_{ds}	3.42	3.20	2.67	2.29	2.00	1.78	1.60	1.45	1.23	1.07
r_{γ_i}	0.025	0.031	0.053	0.084	0.125	0.178	0.244	0.325	0.536	0.824
$(\rho_S)_p$	2655	2357	1785	1495	1331	1233	1170	1128	1077	1050
$(S_S)_p$	2.65	2.36	1.79	1.50	1.33	1.23	1.17	1.13	1.08	1.05
Laguna Microtidal										
r_C	0.34	0.32	0.27	0.23	0.20	0.18	0.16	0.15	0.12	0.11
r_{k_s}	0.74	0.69	0.58	0.49	0.43	0.38	0.35	0.31	0.27	0.23
$(k_s)_m$	25.8	24.1	20.1	17.2	15.1	13.4	12.1	11.0	9.3	8.0
Laguna Mesotidal										
r_C	0.24	0.23	0.19	0.16	0.14	0.13	0.11	0.10	0.09	0.08
r_{k_s}	0.59	0.55	0.46	0.39	0.34	0.30	0.27	0.25	0.21	0.18
$(k_s)_m$	20.5	19.2	16.0	13.7	12.0	10.6	9.6	8.7	7.4	6.4
Laguna Macrotidal										
r_C	0.17	0.16	0.13	0.11	0.10	0.09	0.08	0.07	0.06	0.05
r_{k_s}	0.46	0.43	0.36	0.31	0.27	0.24	0.22	0.20	0.17	0.15
$(k_s)_m$	16.2	15.2	12.7	10.9	9.5	8.4	7.6	6.9	5.8	5.1

Tabella 3.4: Valori dei rapporti definiti dalle (3.31)-(3.33) al variare della densità dei sedimenti del prototipo in un range che permetta di mantenere $1.05 < S_S < 2.65$.

$(\rho_S)_p$ (kg/m^3)	1050	1200	1400	1600	1800	2000	2200	2400	2600	2650
$(S_S)_p$	1.05	1.2	1.4	1.6	1.8	2.0	2.2	2.4	2.6	2.65
r_{γ_i}	0.828	0.207	0.104	0.069	0.052	0.041	0.035	0.030	0.026	0.025
r_{ds}	1.06	1.69	2.13	2.44	2.68	2.89	3.07	3.23	3.38	3.42
$(d_S)_p$	751	473	376	328	298	277	260	247	237	234
Laguna Microtidal										
r_C	0.11	0.17	0.21	0.24	0.27	0.29	0.31	0.32	0.34	0.34
r_{k_s}	0.23	0.36	0.46	0.53	0.58	0.62	0.66	0.70	0.73	0.74
$(k_s)_m$	8.0	12.7	16.1	18.4	20.2	21.8	23.2	24.4	25.5	25.8
Laguna Mesotidal										
r_C	0.08	0.12	0.15	0.17	0.19	0.20	0.22	0.23	0.24	0.24
r_{k_s}	0.18	0.29	0.36	0.42	0.46	0.49	0.53	0.55	0.58	0.58
$(k_s)_m$	6.4	10.1	12.7	14.6	16.1	17.3	18.4	19.4	20.2	20.4
Laguna Macrotidal										
r_C	0.05	0.08	0.11	0.12	0.13	0.14	0.15	0.16	0.17	0.17
r_{k_s}	0.14	0.23	0.29	0.33	0.36	0.39	0.42	0.44	0.46	0.46
$(k_s)_m$	5.1	8.0	10.1	11.6	12.7	13.7	14.6	15.4	16.1	16.2

tre scenari indagati emerge complessivamente una scabrezza del modello maggiore rispetto a quella ricavata applicando la terza delle equazioni (3.25) (v. Tabella 3.1). Questo risultato dimostra il mancato rispetto tra modello e prototipo del parametro adimensionale R , ovvero del rapporto tra le forze di attrito e le forze di gravità, a cui consegue una scabrezza effettiva della superficie del modello superiore a quella teorica, risultante dall'applicazione della similitudine idrodinamica completa tra modello e prototipo.

L'applicazione al trasporto solido della similitudine incompleta individuata dalla categoria LWM introduce degli effetti scala legati al mancato rispetto dei parametri S_s e l_s tra modello e prototipo.

Infatti, la diversa densità relativa S_s del modello rispetto al prototipo si traduce in una diversa accelerazione delle particelle, che porta ad una sottostima delle velocità di trasporto solido che si sviluppano nel prototipo e all'eventualità che i sedimenti entrino in sospensione prima nel modello rispetto al prototipo.

La condizione $(l_s)_m \neq (l_s)_p$, ovvero presenza di sedimenti più grandi nel modello rispetto a quelli che si avrebbero se la condizione fosse rispettata, implica che i sedimenti si muovano di meno nel modello rispetto al prototipo e che le ripples non risultino correttamente riprodotte, per cui si determina sperimentalmente una scabrezza di fondo diversa rispetto al prototipo e di conseguenza una diversa attenuazione dell'onda di marea.

Pur con questi limiti, come verrà illustrato nel prossimo capitolo, i risultati sperimentali evidenziano notevoli analogie tra le reti ottenute sperimentalmente e le reti che caratterizzano gli ambienti a marea reali, rendendo di secondaria importanza i problemi legati agli effetti scala del modello sperimentale.

RISULTATI SPERIMENTALI

4.1 INTRODUZIONE ALLE PROVE SPERIMENTALI

Gli esperimenti di seguito analizzati mirano a comprendere meglio quali sono i processi fisici che governano lo sviluppo di una rete di canali in un bacino chiuso, connesso al mare attraverso una sola bocca e soggetto a una marea di caratteristiche note, con particolare attenzione all'influenza che possono esercitare le condizioni iniziali e al contorno sulla configurazione topografica del fondo generata dall'alternarsi dei livelli di marea.

Le prove sperimentali condotte sull'apparato sperimentale descritto al Capitolo 2 nel corso degli ultimi tre anni sono complessivamente sei, di durata variabile tra 30 e 80 giorni ciascuna. Le caratteristiche di ogni esperimento sono descritte in Tabella 4.1.

Tabella 4.1: Riassunto degli esperimenti condotti nell'apparato sperimentale descritto nel Capitolo 1. Significato dei parametri indicati in tabella: a = ampiezza della marea; T = periodo della marea; B = larghezza della bocca in condizioni iniziali; D_0 = profondità media della configurazione iniziale del fondo con riferimento al livello medio di propagazione della marea; v_m = livello medio di propagazione della marea.

prova	a (cm)	T (s)	Forma della bocca	B (cm)	D_0 (cm)	variazione parametri
1	2.0	480	rettangolare	100.0	0.0	T, v_m
2	2.0	600	trapezoidale	20.0	1.5	a, T, v_m
3	1.0	480	trapezoidale	20.0	0.0	-
4	1.0	480	trapezoidale	20.0	0.0	-
5	1.0	480	trapezoidale	20.0	0.0	-
6	1.0	480	trapezoidale	20.0	variabile	v_m

Inizialmente sono stati condotti alcuni esperimenti preliminari con l'obiettivo di indagare quali forzanti mareali consentono la formazione di una rete di canali a marea nell'apparato sperimentale e gli effetti prodotti dalla variazione dei parametri di marea sullo sviluppo della rete

nel corso degli esperimenti. L'ampiezza, il periodo e il livello medio di propagazione sono stati scelti in modo tale da garantire il carattere tipicamente mareale di onda lunga in acque basse e sono stati modificati varie volte nel corso delle prove preliminari allo scopo di osservare l'influenza di ogni parametro sull'evoluzione della rete.

Da questi primi esperimenti è emerso che la rete si forma solo per piccoli valori dell'ampiezza dell'onda (1.0 cm), per periodi di oscillazione della marea di circa 8-12 minuti e per livelli medi di propagazione tali da consentire la concentrazione del flusso all'interno dei canali nelle fasi di massimo riflusso della marea (Figura 4.1a,b).

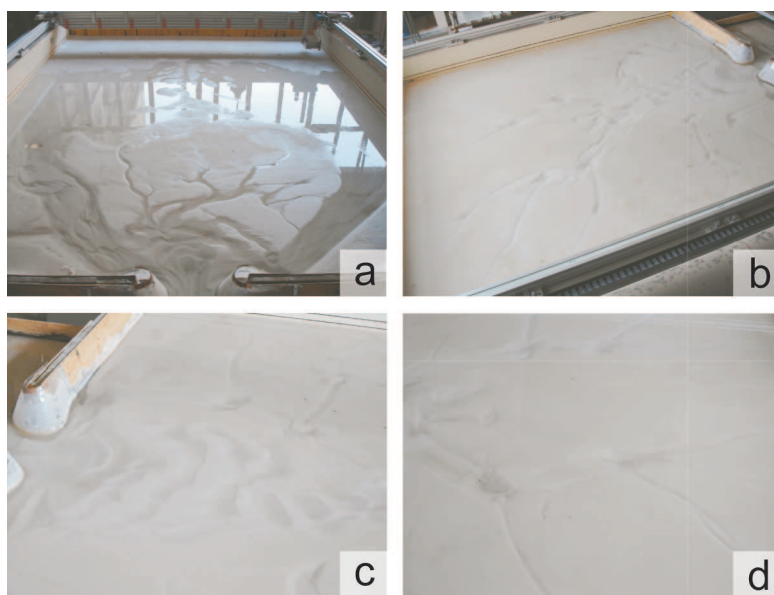


Figura 4.1: Esempi delle caratteristiche morfologiche osservate nel corso degli esperimenti. (a) Evoluzione morfologica della topografia del letto di sedimenti, caratterizzata dalla presenza di canali a marea e zone di bassofondo soggette allo scoprimento in fase di riflusso della marea; (b) configurazione finale della rete di canali relativa alla prova 4: si osservino le forme di fondo formatesi in prossimità dello scavo alla bocca e gli scavi localizzati in prossimità di curve e ramificazioni; (c) particolare delle forme di fondo che ricoprono lo scavo in prossimità della bocca; (d) particolare degli scavi localizzati in corrispondenza delle confluenze tra i canali.

In particolare, ampiezze dell'onda di marea maggiori di 1 cm e periodi di 2-4 minuti producono un notevole trasporto solido, dovuto alla maggiore ripidità dell'onda e quindi alle maggiori velocità generate nella sua propagazione. L'aumento dell'ampiezza di marea a valori superiori al centimetro e la riduzione del periodo della marea a 4 minuti portano all'aumento dello scavo alla bocca, alla scomparsa delle ramificazioni più giovani e a un avanzamento delle forme di fondo, anche all'esterno dei canali, che inibisce la formazione della rete.

Le prove preliminari hanno anche evidenziato come la riduzione del livello medio del mare produca un arretramento delle forme di fondo, una riduzione dello scavo alla bocca, un trasporto solido più attivo e un maggior delineamento dei canali, mentre l'aumento del livello medio di propagazione della marea conduce ad effetti completamente opposti a quelli appena ricordati.

I primi due esperimenti indicati in Tabella 4.1 sono stati condotti allo scopo di analizzare in dettaglio le evidenze sperimentali emerse nel corso delle prove preliminari. Pertanto, nelle prove 1 e 2 l'attenzione è stata posta sugli effetti che eventuali variazioni dei parametri di marea possono avere sulla configurazione planimetrica della rete in corso di formazione. Nel corso della prova 6, invece, si è analizzata più in dettaglio la sola influenza della variazione del livello medio di propagazione della marea su una configurazione planimetrica già ben incisa e abbastanza stabile.

Gli esperimenti 3, 4 e 5 sono stati condotti mantenendo costanti le forzanti mareali, consentendo così l'analisi della condizione di "equilibrio" delle reti e la valutazione delle differenze sulla configurazione finale di prove che si sono sviluppate partendo dalle medesime condizioni al contorno e iniziali.

Nei primi cinque esperimenti descritti in Tabella 4.1 la condizione iniziale è rappresentata da una configurazione del letto di sedimenti perfettamente piana ed orizzontale. Pertanto con l'esperimento 6 si è voluta indagare l'influenza della configurazione iniziale sulla formazione della rete, rappresentata da una rete di canali leggermente incisa su un fondo in leggera pendenza.

In tutti gli esperimenti condotti in corrispondenza della bocca si è formato uno scavo, più o meno profondo a seconda delle forzanti mareali imposte, ricoperto da forme di fondo che durante lo sviluppo della rete hanno via via interessato anche i tratti iniziali dei canali principali (Figura 4.1c).

Le reti generate evidenziano, inoltre, la formazione di scavi profondi in corrispondenza delle ramificazioni e delle curve, caratteristica evidente anche nelle reti a marea reali (Figura 4.1d).

In tutte le prove di laboratorio condotte il bacino nel suo complesso si erode progressivamente, producendo una conseguente riduzione della quota media del fondo dovuta in parte all'assenza di immissione di sedimenti dall'esterno, in parte all'assenza di correnti litoranee in grado di risospingere i sedimenti lato mare in prossimità della bocca, favorendo la loro eventuale reintroduzione in laguna durante la fase di marea crescente.

Nel seguito vengono illustrati con maggior dettaglio gli aspetti salienti di ogni esperimento.

4.2 PROVA 1

La prova sperimentale inizia con una marea avente ampiezza di 2.0 cm, periodo di 12 minuti e livello medio di propagazione di 1.0 cm, agente su un letto di sedimenti perfettamente piano ed orizzontale.

I rilievi realizzati durante la prova sono sintetizzati in Tabella 4.2.

Tabella 4.2: Descrizione dei rilievi eseguiti durante la prova 1.

giorno di prova	n°cicli	scansione	modalità scansione	parametri impostati
00	0	00	1x40	rilievo del fondo asciutto
03	230	01	1x5	$a = 0.02\text{m}, v_m = 1.170\text{m}, T = 12\text{min}$
05	500	02	1x5	$a = 0.02\text{m}, v_m = 1.170\text{m}, T = 8\text{min}$
07	920	03	1x5	"
08	1070	04	1x5	"
09	1240	05a	1x5	"
	1300	05b	1x1	"
10	1440	06a	1x5	"
	1480	06b	1x1	"
11	1610	07a	1x5	"
	1650	07b	1x1	"
14	2190	08a	1x5	"
	2230	08b	1x1	"
15	2360	09a	1x5	"
	2410	09b	1x1	"
16	2530	10a	1x5	"
	2580	10b	1x1	"
17	2710	11	1x1	"
18	2900	12	1x1	"
19	2960	13	1x1	"
21	3430	14	1x1	"
	3490	15	1x1	$a = 0.02\text{m}, v_m = 1.160\text{m}, T = 8\text{min}$
22	3650	16	1x1	"
23	3790	17	1x1	"
24	3910	18	1x1	$a = 0.02\text{m}, v_m = 1.160\text{m}, T = 4\text{min}$
28	5680	19	1x1	$a = 0.02\text{m}, v_m = 1.170\text{m}, T = 4\text{min}$
29	5950	20	1x1	ad acqua ferma
31	5950	21	1x1	a fondo asciutto

In questa prova si è voluta sperimentare la formazione di una bocca che potesse essere scavata direttamente dalla corrente, chiudendo parzialmente l'apertura larga 1 m tra le tavole in legno mediante un cordone di sedimenti dello stesso tipo di quelli utilizzati per il fondo della laguna. La forma del cordone è quella di due coni affiancati, tali da formare una V larga 3 cm nel centro dell'apertura.

Inizialmente i due coni resistono abbastanza bene all'erosione dovuta al flusso e al riflusso della marea attraverso la V centrale della bocca, ma all'aumentare dei cicli di marea l'apertura della bocca si espande in larghezza, rimanendo pressochè costante in profondità. Dopo 120 cicli di marea comincia a formarsi un isolotto centrale in prossimità della

bocca, che emerge completamente nell'intorno del minimo di marea e risulta completamente sommerso nell'intorno del massimo. L'isolotto centrale è lambito lateralmente da due canali simmetrici, larghi circa 10 cm; il canale di sinistra è decisamente più accentuato e prosegue fino a metà vasca, riportandosi verso il centro, mentre il canale di destra non supera il metro di lunghezza.

Con riferimento all'area più interna della laguna, si osserva un accumulo maggiore di materiale contro la parete sinistra e contro la parete del fondo. Questo materiale risulta completamente scoperto durante la bassa marea e presenta evidenti intagli simili a meandri molto ramificati. La fascia destra della laguna, invece, rimarrà ancora per molti cicli completamente orizzontale.

Dopo 220 cicli entrambi i coni del cordone risultano completamente sprofondati, ad eccezione di una piccola traccia del cono di sinistra che emerge appena in bassa marea. Il materiale non si è quindi rivelato idoneo per stabilizzare la bocca su di una larghezza di equilibrio inferiore alla luce praticata nel tavolato che separa la laguna dal mare e d'ora in avanti la laguna comunicherà con il mare attraverso un'apertura fissa di larghezza pari a 1 m. Nel frattempo l'isolotto centrale si è trasformato in più ordini paralleli di dune semicircolari.

Dopo 340 cicli il periodo della marea è ridotto a 8 minuti, valore che sarà mantenuto per altri 3000 cicli. La riduzione del periodo della marea accelera considerevolmente l'evoluzione della laguna, infatti dopo 380 cicli di marea si cominciano a incidere i primi canali secondari, caratterizzati da un tracciato rettilineo, che si dipartono a raggiera dalla testa del canale principale di sinistra e che formano a loro volta ramificazioni secondarie dopo 500 cicli di marea.

Superati i 1200 cicli (Figura 4.2a) quattro canali principali, pressoché rettilinei, si dipartono dalla bocca e formano a loro volta piccole diramazioni per lo più instabili: alcune ramificazioni compaiono e scompaiono nel corso di un centinaio di cicli, altre si staccano da un canale per collegarsi a uno vicino per poi, a volte, tornare ad appartenere al primo.

Dopo 1400 cicli sulla superficie dei bassifondi, ovvero sulle aree soggette a minore erosione, compaiono le prime alghe.

Dopo circa 2300 cicli i tre principali canali si sono notevolmente allungati e iniziano a perdere il tracciato rettilineo che li aveva chiaramente distinti fino ad allora, per formare, dopo 2900 cicli di marea, tre curve molto pronunciate (Figura 4.2b). A causa del progressivo abbassamento del fondo prodotto dalla perdita di sedimenti verso il mare le forme di fondo, che inizialmente interessavano solo la profonda erosione in prossimità della bocca, sono progressivamente avanzate all'interno della laguna, dando inizio a un processo di distruzione della rete che si era già formata (Figura 4.2b).

Dopo 3340 cicli di marea, per contenere le forme di fondo si decide di abbassare il livello medio del mare di 1 cm: già dopo una ventina di

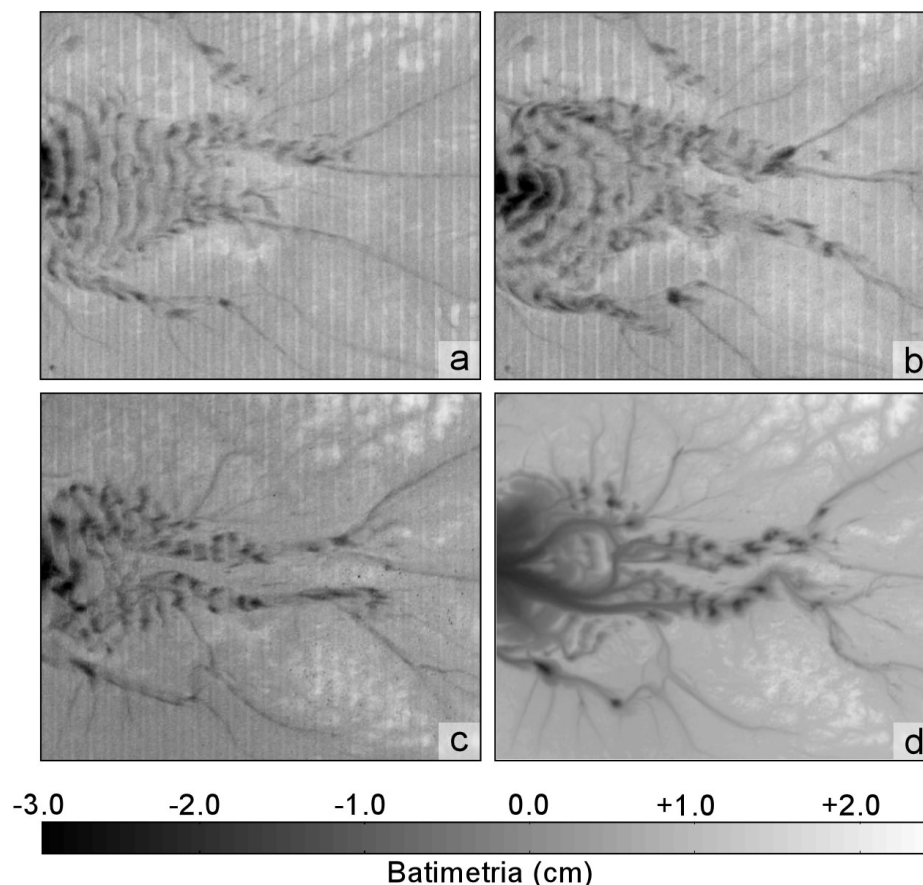


Figura 4.2: Evoluzione della prova 1: (a) 1200 cicli; (b) 2900 cicli; (c) 3910 cicli; (d) 5950 cicli. Le bande verticali sono una conseguenza della variazione dei livelli durante l'acquisizione della batimetria. Le quote sono riferite alla quota del fondo iniziale.

cicli di marea dall'adozione del nuovo parametro la maggioranza delle forme di fondo appaiono livellate. L'abbassamento del livello medio di propagazione induce anche una maggiore concentrazione del flusso all'interno dei canali in fase di massimo riflusso della marea, che porta a un aumento del trasporto solido e quindi a un abbassamento generalizzato del fondo della laguna, fino a quando il tirante sui canali è in modo particolare sui bassifondi è tale da non indurre trasporto solido, per cui la rete si "congela".

Dopo 3800 cicli di marea una diminuzione del periodo a 4 minuti porta di fatto alla cancellazione delle terminazioni minori e al sopravanzare di deboli forme di fondo anche all'esterno dei canali (Figura 4.2c).

Dopo 5540 cicli di marea un aumento del livello medio di propagazione della marea di 1 cm non riesce a "congelare" nel tempo i fondali e quindi a contrastare l'espansione delle dune.

La Figura 4.2d mostra la configurazione finale del letto di sedimenti

ottenuta al termine della prova 1.

4.3 PROVA 2

Dal momento che la sperimentazione relativa a bocche scavate direttamente dalla corrente ha avuto esiti non entusiasmanti, si è deciso di mettere temporaneamente da parte l'analisi di questo problema e di sperimentare con una bocca di larghezza fissa inferiore a quella precedente e di forma diversa. In particolare, la nuova bocca è di sezione trapezoidale con sponde a pendenza costante ad andamento tronco-conico larga 20 cm in corrispondenza della superficie dei sedimenti (Figura 2.3).

La seconda prova sperimentale è stata avviata imponendo una marea di ampiezza 1 cm, di periodo 12 minuti e oscillante attorno ad un livello medio del mare di 2 cm più alto rispetto alla quota del letto di sedimenti, inizialmente piano ed orizzontale. Il livello medio di propagazione della marea scelto è tale per cui i sedimenti non si scoprono mai durante le fasi iniziali dell'esperimento.

La prova è continuata per 53 giorni, per un totale di 7710 cicli di marea (Tabella 4.3).

Dopo 340 cicli dall'inizio della prova sperimentale sono presenti forme di fondo che si dipartono a raggiera dallo scavo più profondo sviluppatosi alla bocca. Allo scopo di accelerare la formazione della rete si abbassa il periodo a 8 minuti, ma dopo 650 cicli si riscontra solo un leggero avanzamento delle forme di fondo e nessun accenno alla formazione di canali.

Non osservando miglioramenti dopo la modifica del periodo della marea si decide di abbassare il livello medio di propagazione di 2 cm e, dopo 790 cicli, cominciano a formarsi tre canali, due laterali e uno centrale, i cui alvei non sono però ben delineati a causa delle forme di fondo che continuano a ricoprire tutta l'area antistante la bocca della laguna.

A questo punto si aumentano sia l'ampiezza che il livello medio di propagazione della marea di 1 cm, osservando un avanzamento delle forme di fondo e un leggero sviluppo dei tre canali, i cui alvei risultano ancor meno delineati rispetto a prima e ricoperti di forme di fondo. Dopo 1220 cicli di marea la configurazione del fondo è ancora molto confusa e non si osservano miglioramenti.

Dopo 1460 cicli si forma un importante scavo alla bocca e la rete inizia ad evolvere, ma in modo estremamente lento a causa della presenza di forme di fondo. Le prime incisioni che si sono formate si allungano e si ramificano, mantenendo un tracciato pressochè rettilineo.

A 2158 cicli si decide di abbassare il livello medio di propagazione della marea di 1 cm, così da favorire la concentrazione del flusso all'interno dei canali durante la fase di riflusso (Figura 4.3a): questa modifica favori-

Tabella 4.3: Descrizione dei rilievi eseguiti durante la prova 2.

giorno di prova	n°cicli	scansione	modalità scansione	parametri impostati
00	0	01	1X1	rilievo del fondo iniziale
04	340	02	1X1	$\alpha = 0.01\text{m}$, $v_m = 1.170\text{m}$, $T = 12\text{min}$
06	650	03	1X1	$\alpha = 0.01\text{m}$, $v_m = 1.170\text{m}$, $T = 8\text{min}$
07	790	04	1X1	$\alpha = 0.01\text{m}$, $v_m = 1.150\text{m}$, $T = 8\text{min}$
08	970	05	1X1	$\alpha = 0.02\text{m}$, $v_m = 1.160\text{m}$, $T = 8\text{min}$
13	1220	06	1X1	"
14	1300	07	1X1	$\alpha = 0.02\text{m}$, $v_m = 1.550\text{m}$, $T = 8\text{min}$
15	1460	08	1X1	"
19	2120	09	1X1	"
	2200	10	1X1	$\alpha = 0.02\text{m}$, $v_m = 1.150\text{m}$, $T = 8\text{min}$
20	2330	11	1X1	"
21	2500	12	1X1	"
22	2680	13	1X1	"
25	3030	14	1X1	"
26	3270	16	1X1	$\alpha = 0.025\text{m}$, $v_m = 1.150\text{m}$, $T = 8\text{min}$
27	3450	17	1X1	$\alpha = 0.03\text{m}$, $v_m = 1.150\text{m}$, $T = 8\text{min}$
32	4340	18	1X1	$\alpha = 0.03\text{m}$, $v_m = 1.145\text{m}$, $T = 8\text{min}$
33	4470	19	1X1	"
	4540	20	1X1	$\alpha = 0.03\text{m}$, $v_m = 1.140\text{m}$, $T = 8\text{min}$
34	4690	21	1X1	"
35	4825	22	1X1	"
	4900	23	1X1	"
36	5065	24	1X1	"
39	5570	25	1X1	"
40	5730	26	1X1	$\alpha = 0.03\text{m}$, $v_m = 1.135\text{m}$, $T = 8\text{min}$
	5800	27	1X1	"
41	5930	28	1X1	$\alpha = 0.03\text{m}$, $v_m = 1.125\text{m}$, $T = 8\text{min}$
	5975	29	1X1	"
42	6110	30	1X1	$\alpha = 0.02\text{m}$, $v_m = 1.115\text{m}$, $T = 8\text{min}$
43	6270	31	1X1	"
	6320	32	1X1	$\alpha = 0.02\text{m}$, $v_m = 1.115\text{m}$, $T = 10\text{min}$
46	6710	33	1X1	"
	6765	34	1X1	$\alpha = 0.02\text{m}$, $v_m = 1.110\text{m}$, $T = 10\text{min}$
47	6845	35	1X1	"
	6905	36	1X1	"
48	6995	37	1X1	"
	7045	38	1X1	"
49	7170	39	1X1	"
50	7290	40	1X1	"
	7325	41	1X1	$\alpha = 0.02\text{m}$, $v_m = 1.105\text{m}$, $T = 10\text{min}$
53	7710	42	1X1	rilievo ad acqua ferma
		42b	1X1	rilievo a fondo asciutto

sce un notevole allungamento del canale posto a sinistra della bocca, che dopo 2330 cicli ha raggiunto il fondo della lagunetta, e un suo progressivo allargamento. Anche gli altri canali sperimentano un allungamento, ma più contenuto rispetto a quello di quest'ultimo canale. Complessivamente la rete risulta meglio delineata ed evolve più velocemente rispetto alle fasi precedenti.

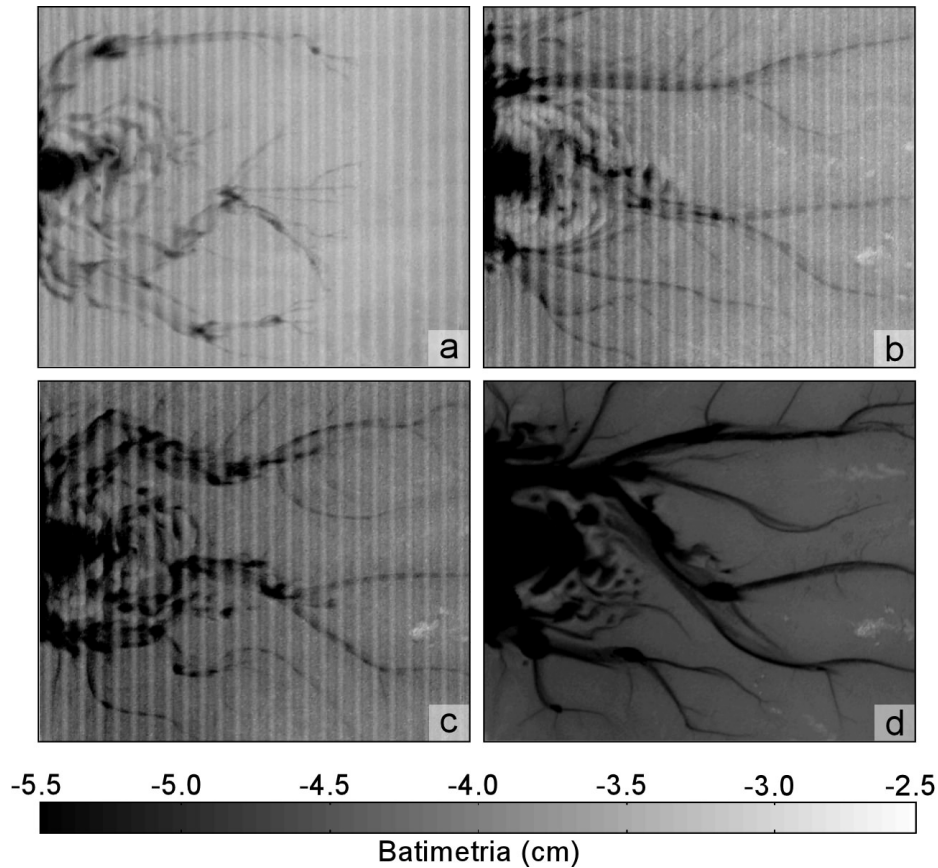


Figura 4.3: Evoluzione della prova 2: (a) 2200 cicli; (b) 6270 cicli; (c) 6845 cicli; (d) 7700 cicli. Le bande verticali sono una conseguenza della variazione del livello durante l'acquisizione della batimetria. Le quote batimetriche sono riferite alla quota iniziale del fondo.

Arrivati a 3200 cicli si decide di aumentare l'ampiezza della marea di 1 cm, portandola a 3.0 cm, e di abbassare il livello medio di 0.5 cm. Dopo circa 1000 cicli dalla variazione introdotta dall'erosione alla bocca si osserva partire un altro canale importante, situato a destra rispetto all'asse della lagunetta e simmetrico rispetto a quello già descritto. A questo punto la configurazione raggiunta è costituita da tre canali principali, due laterali più sviluppati, che lambiscono le pareti laterali della lagunetta e sono quasi privi di ramificazioni, e uno centrale più piccolo che, al contrario degli altri due, è molto ramificato.

Dopo circa 5600 cicli si decide di abbassare ancora il livello medio di 0.5 cm, favorendo la formazione di nuove piccole ramificazioni terminali e laterali, anche sui due canali principali laterali che ne erano inizialmente privi.

In questa fase i parametri di marea vengono mantenuti costanti per circa 1000 cicli, favorendo il progressivo accrescimento del canale di sinistra, il cui tratto iniziale diventa parte integrante dello scavo alla bocca, e un allungamento delle ramificazioni, in particolare di una ramificazione centrale rispetto all'asse della lagunetta, che dopo 5570 cicli raggiunge addirittura il fondo del bacino.

Un ulteriore abbassamento del livello medio di 0.5 cm dopo 5700 cicli di marea produce un arretramento delle forme di fondo lungo i canali principali e in corrispondenza dello scavo alla bocca.

Dopo circa 300 cicli dall'ultima variazione dei parametri di marea si sperimentano gli effetti prodotti da una riduzione più consistente del livello medio di propagazione, che viene abbassato di 1 cm. Questa variazione favorisce una contrazione molto evidente della rete, associata a una riduzione dello scavo alla bocca, in profondità e in estensione, e a un arretramento molto spinto delle forme di fondo.

Dopo 5880 cicli si sperimentano un'ulteriore riduzione di 1 cm del livello medio di propagazione e una riduzione di ampiezza di 1 cm, che consentono la formazione di canali meglio delineati e caratterizzati da curve molto dolci, al contrario del canale principale di sinistra che conserva un alveo pressochè rettilineo. Alcune ramificazioni spariscono, mentre altre si potenziano e si delineano meglio. Nei successivi 160 cicli la rete sperimenta un'evoluzione piuttosto rapida: le ramificazioni si incidono maggiormente e si allungano moltissimo arrivando fino al fondo della lagunetta, dando origine ad ulteriori ramificazioni. In questa fase si è completamente persa la struttura originale composta da tre canali principali per dare origine a una rete caratterizzata da quattro canali che si dipartono dall'erosione in prossimità della bocca. La nuova struttura è costituita da un canale posto a sinistra della bocca, caratterizzato da un tracciato rettilineo e da due ramificazioni, un canale centrale un po' spostato verso la parte destra del bacino, che si divide subito dopo lo scavo alla bocca in due ramificazioni, e due canali molto a destra, dei quali uno presenta un tracciato pressochè rettilineo e l'altro si divide quasi subito in due ramificazioni abbastanza sinuose (Figura 4.3b).

L'aumento del periodo di marea a 10 minuti, avvenuto dopo 6300 cicli di marea, produce un aumento dell'area soggetta a forme di fondo, in particolare lungo i canali principali che sperimentano un allargamento notevole. Le ramificazioni tendono a curvarsi dolcemente e alcune di esse subiscono un allargamento del loro alveo accompagnato da disturbi di fondo, che rendono le sezioni di questi piccoli canali meno compatte.

Dopo 6700 cicli di marea il livello medio viene ulteriormente abbassato di 0.5 cm, producendo gli effetti già ampiamente descritti: leggera

contrazione della rete, arretramento delle forme di fondo, formazione di canali meglio delineati, scomparsa delle ramificazioni più giovani. La struttura principale della rete è costituita da due canali simmetrici rispetto alla bocca della laguna che si ramificano in una serie di incisioni laterali e terminali (Figura 4.3c). Per 500 cicli i parametri di marea vengono mantenuti costanti.

La rete continua a evolvere ramificandosi e allungandosi, mentre le forme di fondo avanzano sempre di più lungo i canali man mano che questi si allargano. Inoltre, intorno ai 7300 cicli di marea, il canale destro si connette al canale sinistro, dando origine a una struttura della rete fortemente asimmetrica, caratterizzata da gruppi di ramificazioni che si dipartono dall'erosione alla bocca. La configurazione finale della rete, ottenuta dopo 7710 cicli di marea, è rappresentata in Figura 4.3d.

4.4 PROVA 3

Nel corso della prova 3 i parametri di marea impostati all'inizio sono stati mantenuti costanti per tutta la durata dell'esperimento. Le forzanti mareali di questo esperimento sono le medesime che verranno utilizzate nelle prove 4 e 5 e sono state scelte sulla base dei risultati sperimentali ottenuti dalle prove precedenti. In particolare, è stata imposta una marea di ampiezza 1.0 cm, di periodo 8 minuti, oscillante attorno ad un valore medio di propagazione coincidente con la superficie dei sedimenti.

La bocca della laguna presenta la medesima configurazione della seconda prova, ovvero una forma trapezoidale con larghezza variabile da 5 cm in corrispondenza della platea a 20 cm in corrispondenza alla quota iniziale della superficie dei sedimenti.

Nell'esperimento la configurazione iniziale del fondo della laguna è costituita da un letto di sedimenti dello spessore di circa 30 cm che nelle intenzioni voleva essere piano ed orizzontale. In realtà, a causa della modalità meccanica di spianamento dei sedimenti, i primi rilievi a fondo asciutto e a fondo imbibito hanno evidenziato una leggera pendenza, che influirà sullo sviluppo della rete, come si vedrà nel seguito.

La prova è proseguita per 43 giorni, per un totale di 6417 cicli di marea (Tabella 4.4)

Il primo canale si forma dopo 127 cicli di marea (Figura 4.4a) e si genera svoltando a destra, con riferimento alla bocca della laguna, in virtù della leggera pendenza del fondo in quella direzione. Un secondo canale si sviluppa dopo 596 cicli di marea, in modo simmetrico rispetto al primo. Nei cicli successivi i due canali si ramificano, si approfondiscono e si allungano, arrivando progressivamente al margine opposto del bacino e diventando i due canali principali della rete.

A 914 cicli di marea già si delineano bene due ramificazioni centrali (Figura 4.4b); dopo 1880 cicli la ramificazione di destra si approfondisce

Tabella 4.4: Descrizione dei rilievi eseguiti durante la prova 3.

giorno di prova	n°cicli	scansione	modalità scansione	parametri impostati
00	0	00	1X1	rilievo del fondo asciutto
01	0	01	1X1	rilievo del fondo iniziale
02	128	02	1X1	$a = 0.01\text{m}, v_m = 1.151\text{m}, T = 8\text{min}$
	142	03	1X1	"
03	255	04	1X1	"
05	596	05	1X1	"
06	756	06	1X1	"
07	914	07	1X1	"
08	1072	08	1X1	"
09	1228	09	1X1	"
10	1380	10	1X1	"
12	1721	11	1X1	"
13	1880	12	1X1	"
14	2036	13	1X1	"
15	2194	14	1X1	"
16	2354	15	1X1	"
19	2870	16	1X1	"
20	3030	17	1X1	"
21	3187	18	1X1	"
22	3346	19	1X1	"
23	3505	20	1X1	"
24	3660	21	1X1	"
26	4001	22	1X1	"
27	4158	23	1X1	"
28	4315	24	1X1	"
29	4473	25	1X1	"
30	4629	26	1X1	"
31	4784	27	1X1	"
33	5126	28	1X1	"
34	5281	29	1X1	"
35	5441	30	1X1	"
40	6315	31	1X1	"
41	6417	32	1X1	"
42	-	33	1X1	senza acqua
43	-	34	1X1	fondo asciutto

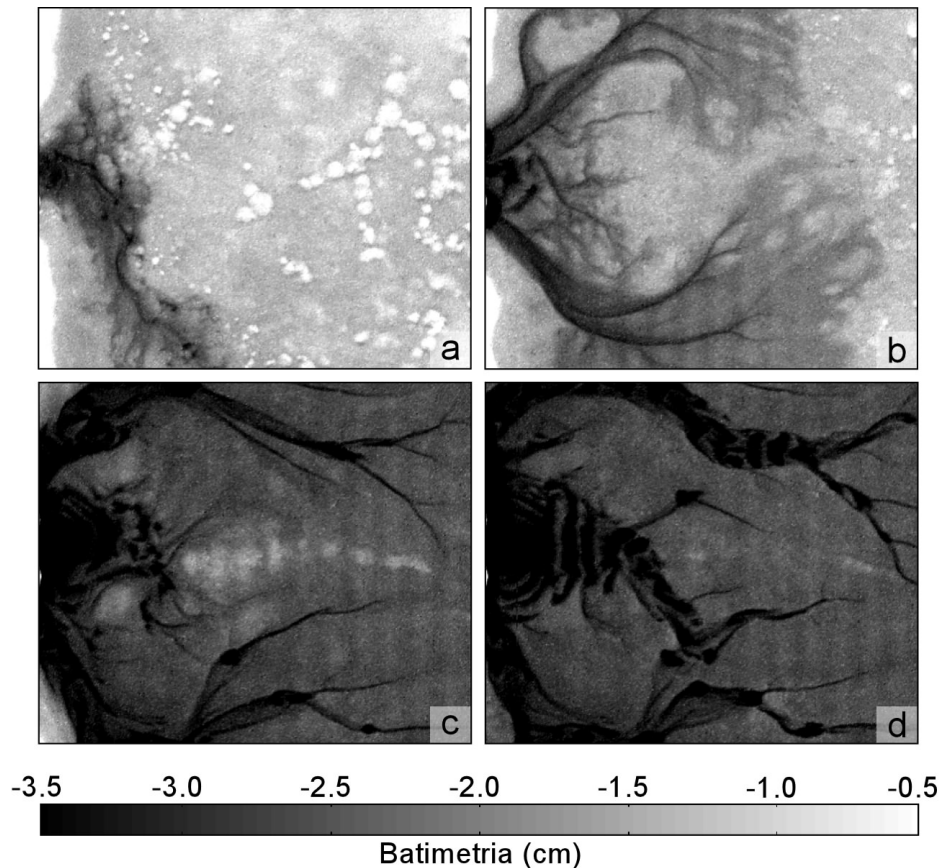


Figura 4.4: Evoluzione della prova 3: (a) 127 cicli; (b) 756 cicli; (c) 3660 cicli; (d) 6471 cicli. Le quote batimetriche sono riferite alla quota del fondo iniziale.

e curva e dopo 4629 cicli raggiunge una ramificazione del canale principale destro, che progressivamente si stacca da quest'ultimo per dare origine ad un canale centrale, più corto rispetto ai due canali laterali (Figura 4.4c).

L'erosione alla bocca comincia dopo 756 cicli di marea e si incrementa con il progredire dell'esperimento. Già dopo 1228 cicli di marea si osservano fenomeni di instabilità del fondo in corrispondenza dell'erosione centrale e dei tratti iniziali dei canali principali, che portano progressivamente alla formazione di forme di fondo, le quali avanzano lungo i canali laterali in misura legata al loro progressivo approfondimento e allargamento. La rete così formata presenta due canali laterali perfettamente simmetrici, caratterizzati entrambi da due meandri e da una serie di ramificazioni terminali, e un canale centrale, caratterizzato da un meandro e da qualche ramificazione (Figura 4.4d). L'esperimento si è interrotto dopo circa 6500 cicli di marea a causa di un problema tecnico della strumentazione.

4.5 PROVA 4

Le condizioni iniziali e le condizioni al contorno della prova 4 sono esattamente le stesse della prova 3, ad eccezione della configurazione iniziale del fondo che in questo caso è piana ed orizzontale.

Anche in questa prova sperimentale i parametri di marea impostati all'inizio sono stati mantenuti costanti nel corso dell'intero esperimento.

La prova 4 è proseguita per 50 giorni, per un totale di 7845 cicli di marea (Tabella 4.5).

Dopo 279 cicli di marea si sviluppa un canale centrale, caratterizzato da due meandri, che, accentuandosi nei cicli successivi, portano alla formazione di due canali distinti perfettamente simmetrici rispetto all'asse del bacino. Nel frattempo si sviluppa un'erosione più profonda alla bocca e si delineano meglio alcune ramificazioni sviluppatesi a partire dal canale centrale (Figura 4.5a).

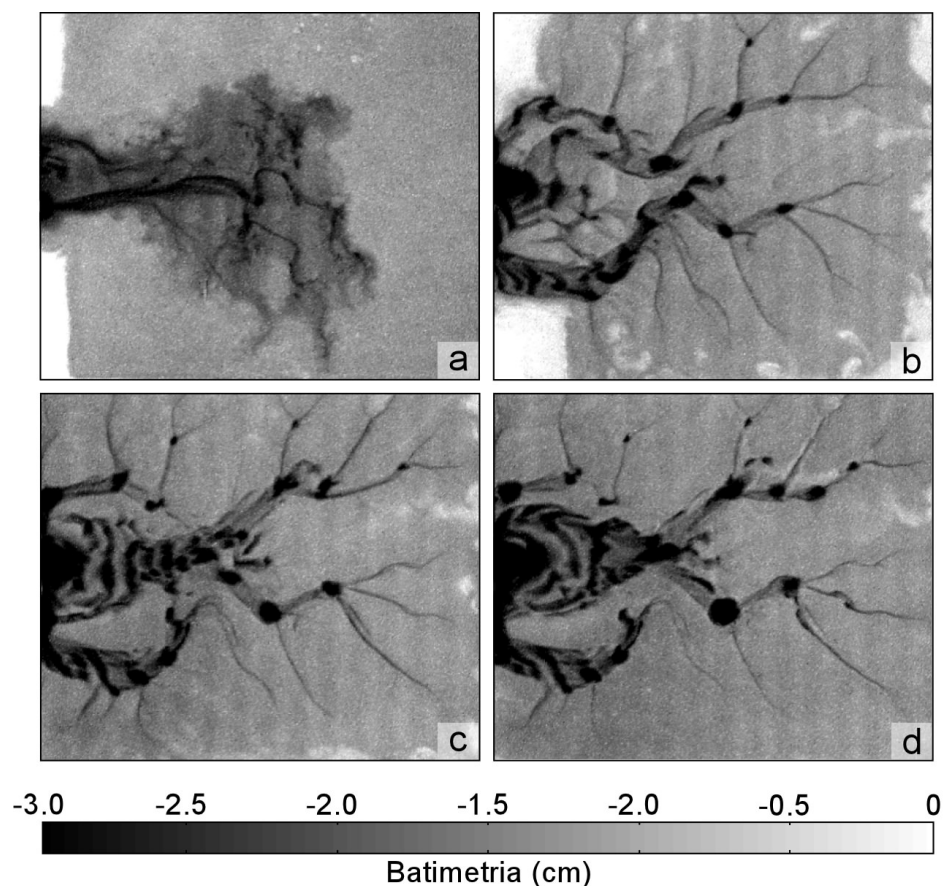


Figura 4.5: Evoluzione della prova 4: (a) 750 cicli; (b) 2828 cicli; (c) 4757 cicli; (d) 7845 cicli. Le quote batimetriche sono riferite alla quota del fondo iniziale.

Il canale posto a sinistra rispetto alla bocca della laguna comincia a

Tabella 4.5: Descrizione dei rilievi eseguiti durante la prova 4.

giorno di prova	n°cicli	scansione	modalità scansione	parametri impostati
00	0	00	1X1	rilievo del fondo asciutto
01	0	01	1X1	rilievo del fondo iniziale
02	166	02	1X1	$a = 0.01\text{m}, v_m = 1.148\text{m}, T = 8\text{min}$
03	279	03	1X1	"
04	454	04	1X1	"
05	608	05	1X1	"
06	750	06	1X1	"
08	1094	07	1X1	"
09	1249	08	1X1	"
10	1408	09	1X1	"
11	1577	10	1X1	"
12	1719	11	1X1	"
13	1864	12	1X1	"
15	2205	13	1X1	"
16	2362	14	1X1	"
17	2522	15	1X1	"
18	2705	16	1X1	"
19	2828	17	1X1	"
20	2980	18	1X1	"
22	3320	19	1X1	"
23	3475	20	1X1	"
24	3633	21	1X1	"
25	3786	22	1X1	"
26	3939	23	1X1	"
29	4450	24	1X1	"
30	4606	25	1X1	"
31	4757	26	1X1	"
32	4911	27	1X1	"
33	5060	28	1X1	"
37	5756	29	1X1	"
38	5909	30	1X1	"
39	6069	31	1X1	"
40	6222	32	1X1	"
43	6729	33	1X1	"
44	6884	34	1X1	"
45	7037	35	1X1	"
46	7180	36	1X1	"
47	7334	37	1X1	"
50	7845	38	1X1	"

dividersi in due canali dopo 2828 cicli (Figura 4.5b), raggiungendo una completa divisione solo dopo 3320 cicli di marea. Da questa divisione si sviluppa un canale centrale, caratterizzato da un collegamento quasi rettilineo con la bocca, e un canale laterale sinistro, molto più corto del precedente.

Il canale più a destra accentua sempre di più i suoi meandri finchè, dopo 4450 cicli di marea, si collega al canale centrale. Questo collegamento comporta nei cicli successivi la divisione del canale originale in due parti: il tratto iniziale del canale genera un ramo più a destra di lunghezza molto ridotta, mentre il tratto terminale si collega al canale centrale e diventa una delle sue due ramificazioni principali (Figura 4.5c,d).

I due rami del canale centrale producono ulteriori ramificazioni che però si sviluppano sempre in direzione dei margini laterali del bacino, senza riuscire mai a raggiungere il limite della laguna opposto alla bocca.

La configurazione della rete è a questo punto caratterizzata da un canale centrale che esce rettilineo dalla bocca della laguna, dal quale si dipartono due rami simmetrici, e da due canali laterali che si sviluppano a partire dall'erosione profonda che nel frattempo si è formata alla bocca (Figura 4.5d). Tale configurazione si raggiunge dopo 5576 cicli di marea e si mantiene sostanzialmente inalterata nei cicli successivi.

Anche questo esperimento è caratterizzato dalla presenza di forme di fondo, che ricoprono l'area della bocca e il canale laterale destro, decisamente più largo e profondo di quello sinistro. Le due ramificazioni e il canale laterale sinistro sembrano invece essere caratterizzati da effetti di instabilità del fondo e non da forme di fondo ben definite.

4.6 PROVA 5

Nell'esperimento 5 sono state utilizzate le condizioni iniziali e al contorno già utilizzate per le prove 3 e 4, ovvero una marea di ampiezza di 1 cm, periodo di 8 minuti, oscillante attorno ad un livello medio di propagazione coincidente con la quota iniziale del fondo, che all'avvio dell'esperimento si presenta piano ed orizzontale. L'esperimento ha avuto una durata complessiva di 50 giorni, per un totale di 8244 cicli di marea (Tabella 4.6).

L'evoluzione della rete in questo esperimento è risultata più veloce rispetto a quella delle reti delle altre prove sperimentali, soprattutto nella fase iniziale. Già dopo 11 cicli di marea si delinea molto bene un canale centrale, che si diparte dalla bocca formando un'ansa molto pronunciata.

Dopo 133 cicli il canale centrale presenta ramificazioni piuttosto articolate, caratterizzate da meandri molto dolci (Figura 4.6a). Con il progredire dei cicli di marea il canale centrale tende ad allargarsi e ad ap-

Tabella 4.6: Descrizione dei rilievi eseguiti durante la prova 5.

giorno di prova	n°cicli	scansione	modalità scansione	parametri impostati
00	0	00	1X1	rilievo del fondo asciutto
01	0	01	1X1	rilievo del fondo iniziale
01	11	02	1X1	$a = 0.01\text{m}, v_m = 1.135\text{m}, T = 8\text{min}$
02	133	03	1X1	"
03	300	04	1X1	"
04	457	05	1X1	"
06	804	06	1X1	"
08	1144	07	1X1	"
09	1307	08	1X1	"
10	1466	09	1X1	"
11	1632	10	1X1	"
13	1970	11	1X1	"
14	2128	12	1X1	"
15	2291	13	1X1	"
16	2455	14	1X1	"
17	2609	15	1X1	"
20	3131	16	1X1	"
21	3291	17	1X1	"
22	3431	18	1X1	"
27	4318	19	1X1	"
29	4658	20	1X1	"
30	4822	21	1X1	"
38	6234	22	1X1	"
41	6756	23	1X1	"
42	6919	24	1X1	"
43	7085	25	1X1	"
44	7245	26	1X1	"
45	7401	27	1X1	"
48	7925	28	1X1	"
49	8082	29	1X1	"
50	8244	30	1X1	"

profondire lo scavo alla bocca, mentre le sue ramificazioni si allungano, rendendosi meglio delineate.

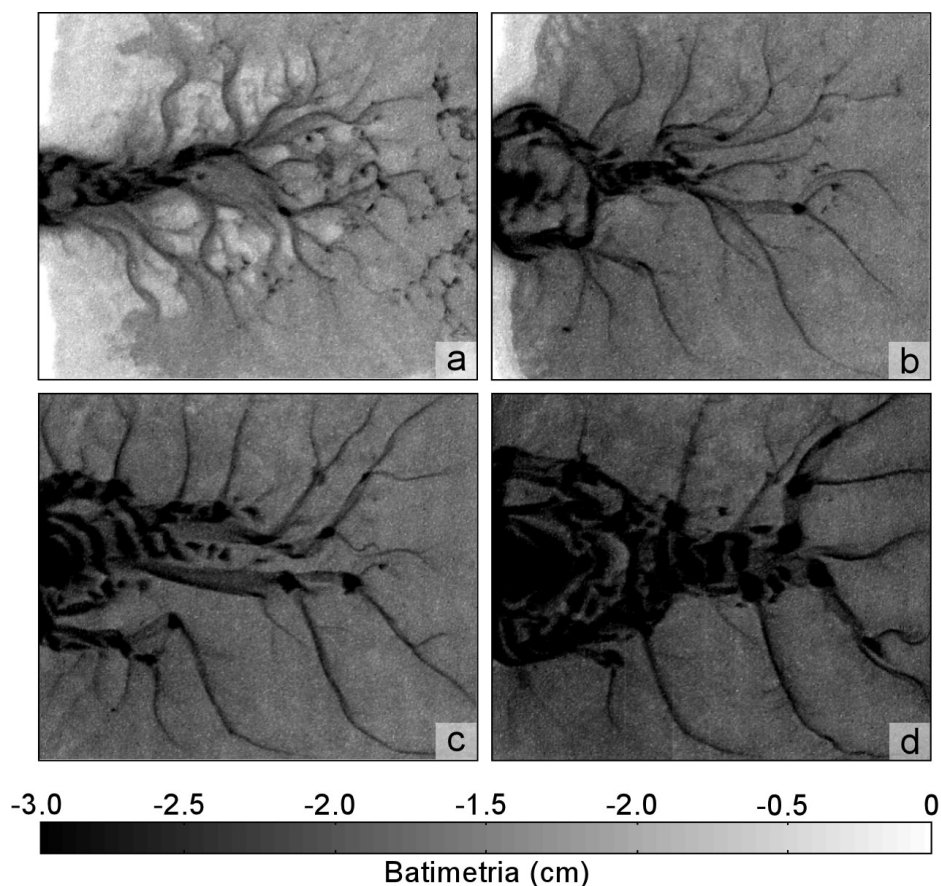


Figura 4.6: Evoluzione planimetrica della prova 5: (a) dopo 133 cicli; (b) dopo 457 cicli; (c) dopo 1144 cicli; (d) dopo 8244 cicli.

A 457 cicli il canale centrale inizia a sdoppiarsi in due canali simmetrici a partire dalla bocca, mentre le ramificazioni terminali continuano ad allungarsi e gli scavi localizzati in corrispondenza delle confluenze tra i canali si rendono più evidenti (Figura 4.6b).

Il canale situato a destra rispetto alla bocca della laguna si stacca da quello centrale solo verso gli 804 cicli, dopo di che entrambi i canali principali iniziano ad allargarsi progressivamente, favorendo lo sviluppo di forme di fondo lungo il canale sinistro che si diparte dalla bocca e in corrispondenza dell'area erosa situata in prossimità della bocca.

Verso i 1144 cicli di marea il canale di sinistra si sdoppia in due rami, che nel seguito abbandonano il canale che li ha generati per ricongiungersi al canale di destra intorno ai 2291 cicli (Figura 4.6c). La configurazione raggiunta è tuttavia molto instabile ed entrambi i canali che si dipartono dalla bocca tendono a ricongiungersi al canale centrale, che inizia a partire da circa metà bacino, senza più dividersi.

La configurazione finale (Figura 4.6d) è quindi rappresentata da due canali principali che si confondono con lo scavo alla bocca e che si ri-congiungono generando un canale centrale da cui partono varie ramificazioni secondarie.

4.7 PROVA 6

Nell'ultima prova sperimentale condotta si sono voluti indagare in primo luogo i meccanismi di evoluzione di una rete che si sviluppa su un fondo non perfettamente piano ed orizzontale, ma debolmente inciso e caratterizzato da una certa pendenza, e in secondo luogo gli effetti prodotti dalla variazione del livello medio di propagazione della marea su una rete già ben incisa e stabile.

La condizione iniziale del letto di sedimenti della prova 6 è costituita da una rete di canali appena accennata, ottenuta facendo propagare sulla configurazione finale della prova 5 un'onda di marea di ampiezza 1 cm, oscillante attorno ad un livello medio circa 1 cm più alto rispetto alla quota media del fondo (Figura 4.7a).

L'ampiezza e il periodo della marea sono gli stessi delle prove 3, 4 e 5 (ovvero 1 cm e 8 minuti) e rimarranno costanti per tutta la durata dell'esperimento.

La prova sperimentale è durata complessivamente 82 giorni, per un totale di poco più di 13000 cicli di marea (Tabella 4.7).

Tabella 4.7: Descrizione dei rilievi eseguiti durante la prova 6.

giorno di prova	n°cicli	scansione	modalità scansione	parametri impostati
00	0	01	1x1	rilievo del fondo iniziale
01	3	02	1x1	$a = 0.01\text{m}, v_m = 1.125\text{m}, T = 8\text{min}$
02	128	03	1x1	"
03	288	04	1x1	"
04	443	05	1x1	"
05	596	06	1x1	"
08	1114	07	1x1	"
10	1459	08	1x1	"
11	1610	09	1x1	"
12	1752	10	1x1	"
15	2267	11	1x1	"
16	2419	12	1x1	"
17	2541	13	1x1	"
18	2701	14	1x1	"
19	2862	15	1x1	"
22	3372	16	1x1	"
23	3543	17	1x1	"
24	3717	18	1x1	"
25	3861	19	1x1	"
26	4057	20	1x1	"

Tabella 4.7: continua nella prossima pagina

Tabella 4.7: continua dalla pagina precedente

giorno di prova	n° cicli	scansione	modalità scansione	parametri impostati
29	4540	21	1X1	"
30	4698	22	1X1	"
32	5030	23	1X1	"
33	5180	24	1X1	"
36	5673	25	1X1	"
38	6011	26	1X1	"
39	6170	27	1X1	"
40	6327	28	1X1	"
43	6849	29	1X1	"
44	6998	30	1X1	"
45	7151	31	1X1	"
46	7308	32	1X1	"
47	7470	33	1X1	"
50	7990	34	1X1	"
51	8135	35	1X1	"
52	8291	36	1X1	"
58	9351	37	1X1	"
58	9358	38	1X1	$a = 0.01\text{m}, v_m = 1.118\text{m}, T = 8\text{min}$
59	9474	39	1X1	"
60	9631	40	1X1	"
61	9765	41	1X1	"
64	10284	42	1X1	"
65	10430	43	1X1	"
66	10559	44	1X1	"
67	10720	45	1X1	"
68	10854	46	1X1	"
71	11355	47	1X1	"
71	11366	48	1X1	$a = 0.01\text{m}, v_m = 1.128\text{m}, T = 8\text{min}$
72	11489	49	1X1	"
73	11634	50	1X1	"
74	11801	51	1X1	"
75	11939	52	1X1	"
78	12459	53	1X1	"
78	12479	54	1X1	$a = 0.01\text{m}, v_m = 1.138\text{m}, T = 8\text{min}$
79	12601	55	1X1	"
80	12754	56	1X1	"
81	12917	57	1X1	"
82	13063	58	1X1	"

Tabella 4.7: si conclude dalla pagina precedente

Per l'avvio della prova sperimentale si procede con l'abbassamento del livello medio di propagazione della marea, così da poter scoprire la rete e quindi concentrare il flusso all'interno dei canali nella fase di marea discendente. Questa iniziale riduzione del livello medio ha lo scopo di verificare se la formazione dei canali segue l'impronta iniziale della rete oppure ne è indifferente. Il livello medio di propagazione della marea viene abbassato alla velocità di 1 mm ogni 8 minuti, dando luogo ad una variazione complessiva di 1 cm.

L'abbassamento indotto produce una riduzione della quota media del

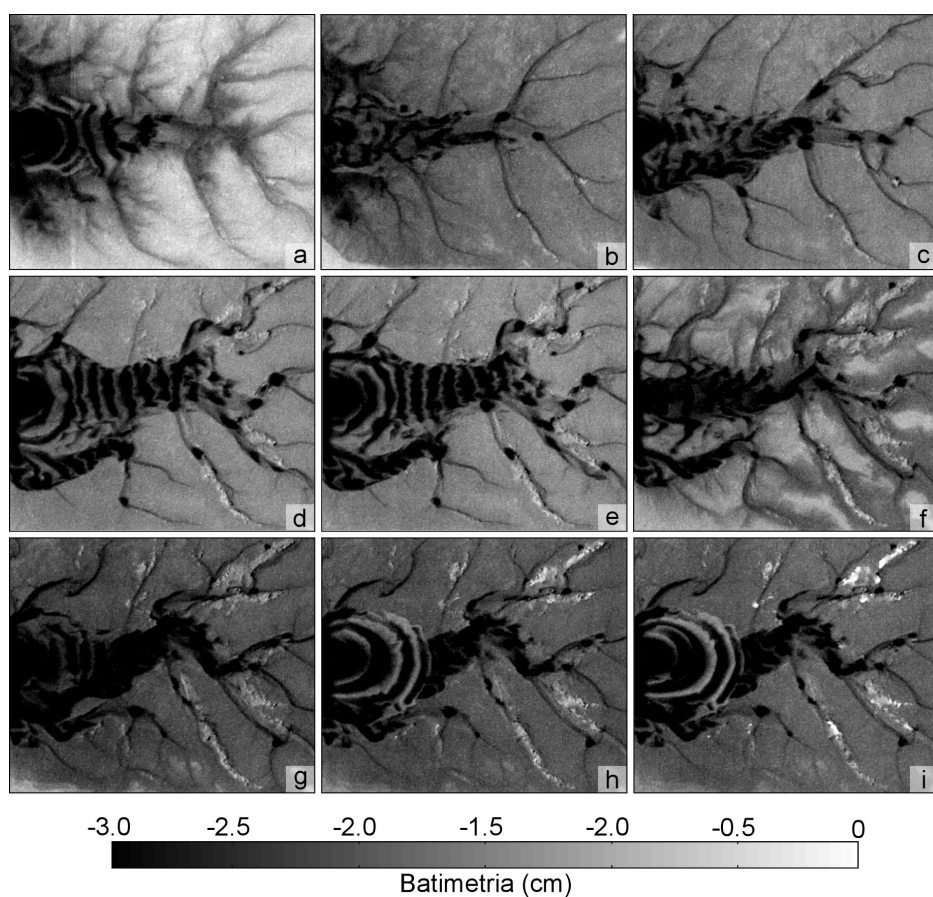


Figura 4.7: Evoluzione della prova 6: a) configurazione iniziale del fondo; b) dopo 288 cicli; c) dopo 1752 cicli; d) dopo 8135 cicli; e) dopo 9351 cicli; f) dopo 9474 cicli; g) dopo 11355 cicli; h) dopo 12459 cicli; i) dopo 13063 cicli.

fondo, visibile già dopo 128 cicli di marea, e un'escavazione dei canali già esistenti, ad eccezione di qualche ramificazione. Dopo solo 160 cicli di marea dal rilievo precedente, ovvero dopo 288 cicli di marea dall'inizio della prova sperimentale, la rete risulta molto ben incisa e completamente sommersa durante tutte le fasi del ciclo di marea (Figura 4.7b). Le incisioni iniziali dei canali presentano un tracciato pressochè rettilineo (Figura 4.7b), che diventa via via sempre più sinuoso al progredire dello sviluppo della rete. Qualche volta in corrispondenza delle curve si generano nuove, piccole incisioni che danno vita a vere e proprie ramificazioni.

L'evoluzione generale della rete in questa prima fase è sostanzialmente caratterizzata da tre processi: (i) allungamento, incisione e sinuosità dei canali via via crescenti con il progredire dei cicli di marea, (ii) abbassamento progressivo della quota media del fondo e (iii) generazione di nuove piccole incisioni laterali e ramificazioni terminali, che crescono mano a mano che si ingrossano i canali che le alimentano.

Dopo 1750 cicli di marea il canale centrale comincia a sbandare lateralmente (Figura 4.7c), generando un vero e proprio canale che si diparte dalla bocca e che si stacca completamente da quello centrale solo intorno ai 9300 cicli (Figura 4.7e). La tendenza evolutiva della rete, dunque, sembra condurre alla configurazione finale delle prove 3, 4 e 5, caratterizzate da un canale centrale, che partendo da una configurazione simmetrica del fondo è generalmente il più sviluppato, e due laterali, in genere meno sviluppati. In realtà l'evoluzione della rete verso la condizione di equilibrio, intesa come "congelamento" della rete, è estremamente lenta, tanto che il canale a sinistra della bocca non riuscirà a diventare mai importante come quello formatosi simmetricamente a destra; inoltre, intorno ai 3300 cicli, inizierà un'evoluzione che lo porterà a formare un tracciato più rettilineo, collegato direttamente allo scavo in prossimità della bocca, anzichè preservare il tracciato più sinuoso che si apriva direttamente dalla bocca stessa (Figura 4.7d). La variazione del tracciato di questo canale è dovuta all'incontro con un altro canale, avvenuto dopo circa 2540 cicli di marea, che ha inibito lo sviluppo di entrambi (Figura 4.8b).

Nel corso della prova sperimentale si è formato del muschio in prossimità di alcuni canali, che non è stato possibile eliminare mediante l'utilizzo di ipoclorito di sodio a causa della notevole compattezza del muschio, dovuta ai tempi molto più lunghi di immersione nell'acqua dei sedimenti rispetto agli altri esperimenti. La presenza del muschio ha inevitabilmente favorito il contenimento dell'espansione laterale e la formazione di curve pronunciate di alcuni canali (Figura 4.8a).

Dopo 9350 cicli di marea continuano a formarsi nuove piccole incisioni laterali e nuove ramificazioni terminali, associate a un lento allungamento delle ramificazioni già esistenti. L'evoluzione della rete è dunque estremamente più lenta rispetto alle prove precedenti, che hanno rag-

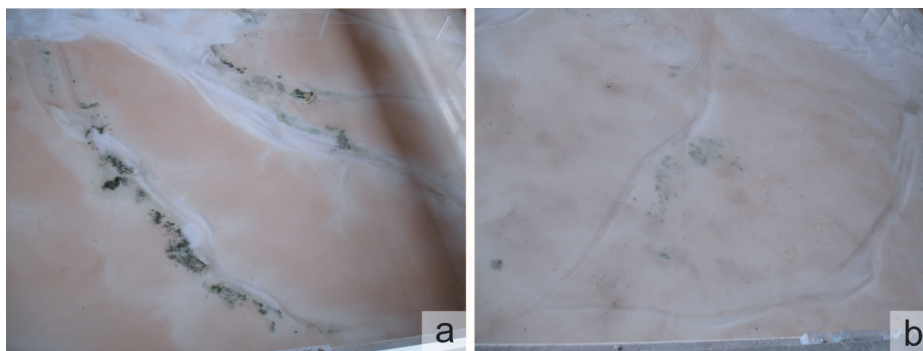


Figura 4.8: Esempi di aspetti morfologici caratteristici della prova 6: (a) influenza della formazione di muschio sul confinamento laterale di alcuni canali e (b) incontro tra due canali.

giunto la condizione di sostanziale “congelamento” della rete in tempi decisamente inferiori a quelli corrispondenti a 9000 cicli di marea. Senza attendere che la rete si “conghi” definitivamente, si impone un altro abbassamento del livello medio di propagazione della marea dopo 9350 cicli.

Questo secondo abbassamento ha lo scopo di valutare l’eventuale variazione del grado di incisione della rete, in quanto la concentrazione del flusso all’interno dei canali dovrebbe favorire il processo di scavo anziché il processo di espansione laterale dei canali stessi.

La riduzione del livello medio di propagazione della marea è di circa 7 mm, ovvero tale per cui ampie zone di bassofondo risultano scoperte in fase di riflusso.

L’abbassamento del livello medio di propagazione della marea produce una contrazione della rete molto veloce, in termini sia di larghezza che di lunghezza dei canali, chiaramente visibile già dopo circa 100 cicli di marea. I canali “contratti” risultano più incisi e caratterizzati da alvei meglio delineati.

Si osservano inoltre anche un abbassamento della quota media del bacino, evidenziato dalla sommersione durante tutte le fasi del ciclo di marea di parte delle zone di bassofondo, e la formazione di curve più pronunciate rispetto alla condizione precedente la riduzione (Figura 4.7f). Come conseguenza dell’abbassamento, il canale centrale riduce la propria larghezza e lo scavo alla bocca diventa molto più contenuto rispetto alla situazione precedente, favorendo la scomparsa della gran parte delle forme di fondo.

Dopo circa 270 cicli tutto il bacino risulta sommerso in ogni fase del ciclo di marea a causa dell’ulteriore abbassamento della quota media del fondo; il canale centrale e lo scavo alla bocca ricominciano ad allargarsi, mentre i canali presentano un tracciato più chiaramente delineato e una sinuosità più accentuata.

Alcuni dei canali accorciatisi appena dopo l'abbassamento del livello medio sono evoluti modificando il proprio tracciato o creando nuove ramificazioni rispetto alla configurazione che avevano precedentemente.

L'evoluzione della rete continua lentamente con le stesse modalità descritte nella prima fase della prova (Figura 4.7g).

Dopo circa 2000 cicli dall'ultima variazione (vedi Tabella 4.7), ovvero dopo 11355 cicli dall'inizio della prova, senza aspettare che la rete raggiunga l'equilibrio, si aumenta il livello medio di propagazione della marea di 1 cm, allo scopo di analizzare gli effetti di questa variazione su una rete già ben incisa e abbastanza stabile. La velocità di incremento del livello medio di propagazione della marea è uguale alla velocità di abbassamento, ovvero pari a 1 mm ogni 8 minuti.

L'innalzamento del livello medio del mare produce variazioni di qualche rilievo solo in corrispondenza della bocca. Tali variazioni consistono in un aumento dello scavo, in termini sia altimetrici che planimetrici, e in un conseguente allargamento delle forme di fondo. Ad eccezione di piccoli effetti locali, riconducibili in buona sostanza alla scomparsa delle incisioni laterali più piccole e del riempimento di qualche canale in pochi punti, la rete complessivamente si "congela" (Figura 4.7h).

Dal momento che gli effetti prodotti sulla rete dalla precedente variazione del livello medio sono pressochè nulli, dopo circa 1100 cicli da quest'ultima (vedi Tabella 4.7) si decide di aumentare ancora di 1 cm il livello medio di propagazione della marea, allo scopo di valutare se un incremento superiore può dar luogo a modifiche più importanti sulla struttura della rete.

L'ultimo aumento del livello medio di propagazione della marea non produce ulteriori effetti, se non in corrispondenza della bocca, dove si approfondisce lo scavo e si estendono le forme di fondo (Figura 4.7i). Anche in questo caso l'incremento del livello medio ha portato ad un "congelamento" della rete.

4.8 EVIDENZE SPERIMENTALI DI CARATTERE GENERALE

Prima di analizzare gli aspetti caratteristici delle reti a marea sperimentali ottenute, che saranno descritti al Capitolo 5, si ritiene utile premettere brevemente qualche riflessione sulla natura dei processi che portano alla formazione delle reti osservate.

La Figura 4.9 descrive l'evoluzione temporale della quota media del fondo z_b di ogni esperimento, resa adimensionale mediante la quota media iniziale z_0 . L'andamento quasi orizzontale del tratto finale delle curve relative agli esperimenti 1, 3, 4, 5 e 6 indica il raggiungimento di una sorta di equilibrio nell'evoluzione di queste reti, mentre l'anda-

mento della curva relativa alla Prova 2 mostra un continuo approfondimento della quota media del fondo, che termina solo con l'interruzione dell'esperimento. Negli esperimenti in cui sono stati mantenuti costanti i parametri di marea impostati all'inizio della prova sperimentale, l'andamento della quota media del fondo nel tempo è più regolare e monotonicamente decrescente, mentre le variazioni dei parametri di marea adottate nel corso delle prove 1, 2 e 6 hanno portato a evidenti oscillazioni della quota media del fondo.

In particolare, da una più attenta analisi del grafico emerge che:

1. variazioni imposte sia al periodo sia all'ampiezza della marea influiscono debolmente sulla quota media del fondo, perlomeno nell'intervallo di valori sperimentati;
2. la riduzione del livello medio produce istantaneamente un incremento dei processi di erosione del fondo e, di conseguenza, un netto approfondimento della quota media del fondo;
3. l'incremento del livello medio non produce una variazione significativa della quota media del fondo.

Nelle Figure 4.10 e 4.11 è rappresentata l'evoluzione nel tempo delle curve ipsografiche, riferite ai momenti evolutivi più significativi di ogni esperimento. In particolare, in Figura 4.10 sono illustrate le curve ipsografiche relative agli esperimenti in cui sono stati variati i parametri di marea, mentre in Figura 4.11 sono illustrate le stesse curve per le prove sperimentali in cui i parametri di marea sono stati mantenuti costanti.

L'analisi delle curve ipsografiche ottenute porta alle seguenti conclusioni:

1. l'abbassamento del livello medio di propagazione della marea comporta un complessivo repentino abbassamento del fondo; in particolare il continuo abbassamento del livello medio nel corso della prova 2 porta a un'erosione del fondo della laguna molto più accentuata rispetto a quella che caratterizza le altre prove sperimentali;
2. l'aumento o la riduzione del periodo della marea non comporta conseguenze apprezzabili sulla pendenza del bacino;
3. maggiore è l'ampiezza della marea, maggiore è la pendenza del fondo del bacino (v. Prova 1 in Figura 4.10). Inoltre, l'aumento dell'ampiezza della marea porta a un incremento della pendenza del fondo della laguna, che si riduce nuovamente una volta che l'ampiezza viene ridotta;
4. l'aumento del livello medio produce una maggiore pendenza della curva ipsografica per le quote più basse, ovvero in corrispondenza dello scavo alla bocca: in quest'area si erode del materiale che

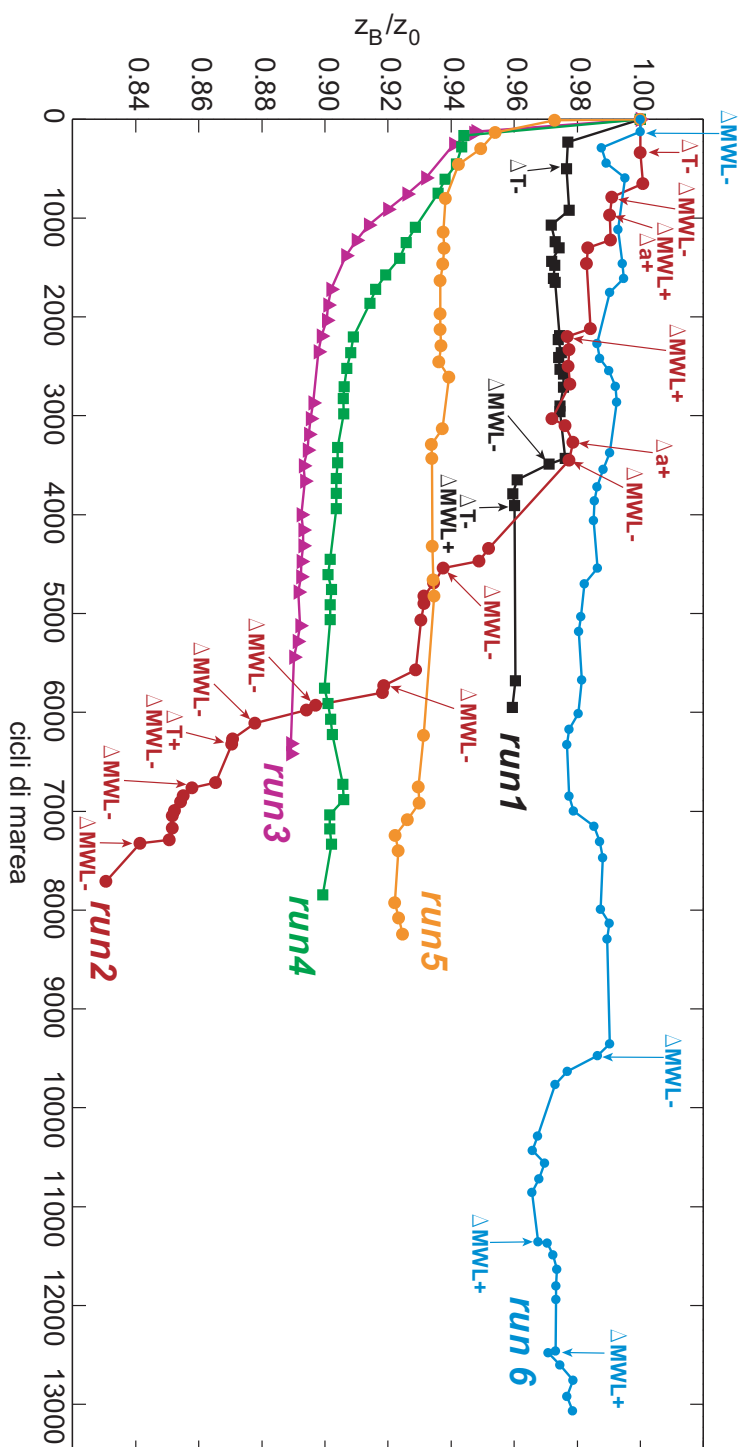


Figura 4.9: Evoluzione nel tempo della quota media del fondo di ogni esperimento, normalizzata mediante la quota iniziale. Le frecce indicano gli istanti in cui sono state variate una o più caratteristiche dell'onda di marea. Significato dei simboli: $\Delta MWL \pm =$ incremento/riduzione del livello medio di propagazione della marea; $\Delta a \pm =$ incremento/riduzione dell'ampiezza della marea; $\Delta T \pm =$ incremento/riduzione del periodo della marea.

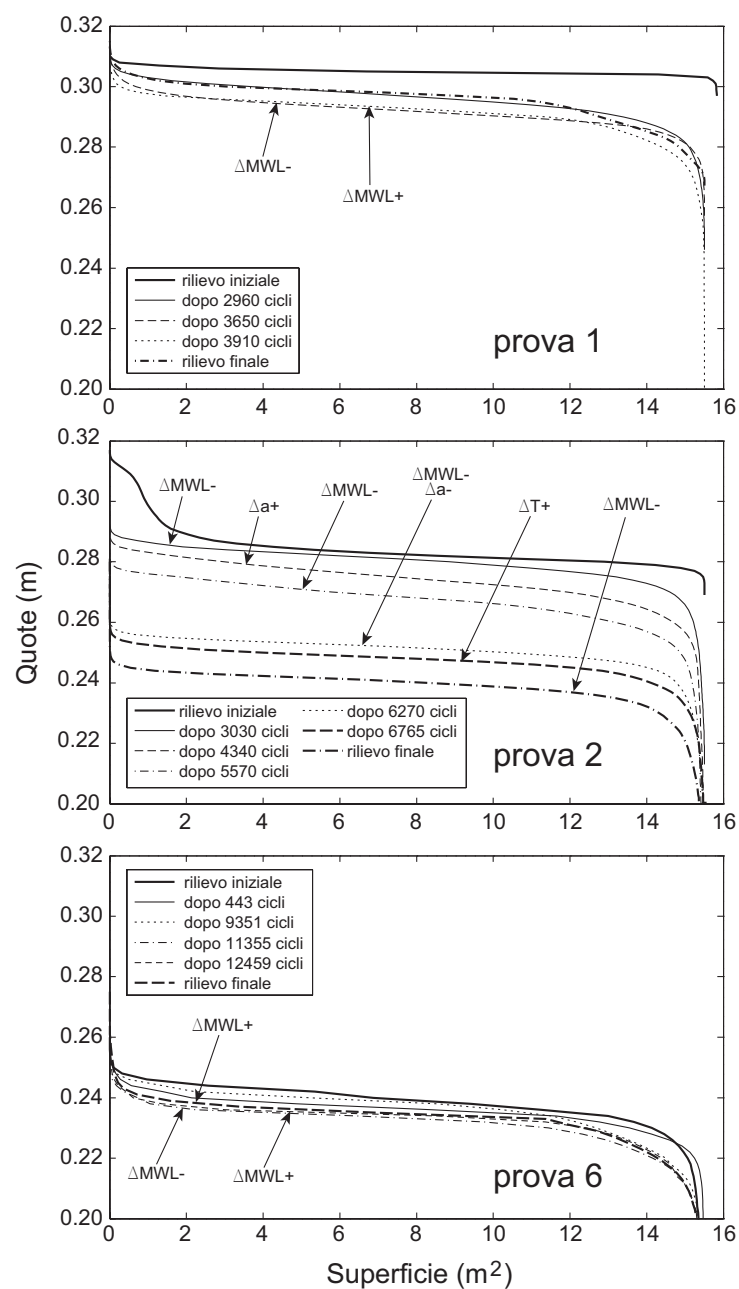


Figura 4.10: Evoluzione nel tempo della curva ipsografica delle prove sperimentali in cui sono stati variati i parametri di marea nel corso degli esperimenti. Le frecce indicano i rilievi in cui si osservano le conseguenze della variazione dei parametri di marea. Le quote sono riferite alla platea della laguna. Significato dei simboli: $\Delta MWL_{\pm}$ = incremento/riduzione del livello medio di propagazione della marea; $\Delta a_{\pm}$ = incremento/riduzione dell'ampiezza della marea; $\Delta T_{\pm}$ = incremento/riduzione del periodo della marea.

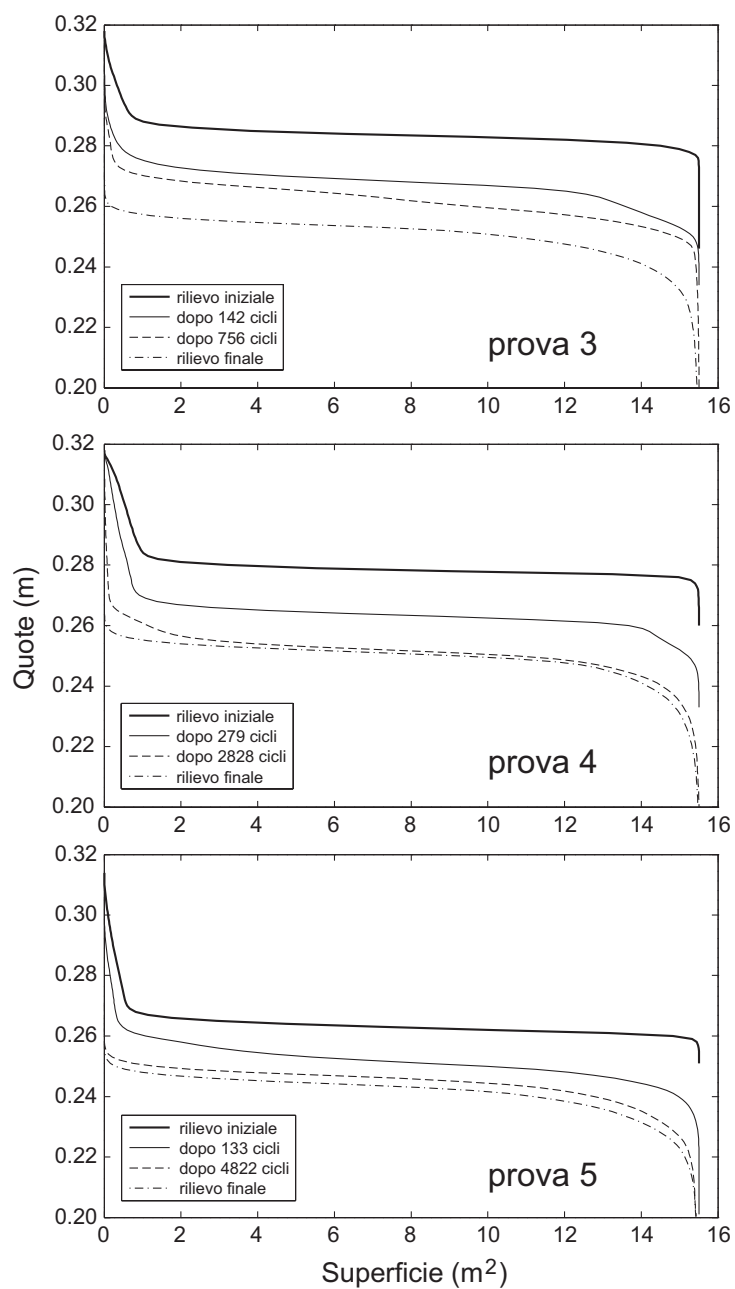


Figura 4.11: Evoluzione nel tempo della curva ipsografica delle prove sperimentali in cui i parametri di marea sono stati mantenuti costanti per la durata dell'intero esperimento. Le quote sono riferite alla platea della laguna.

viene ridistribuito all'interno della laguna durante la fase di flusso della marea, senza modificare in modo apprezzabile la quota media del fondo.

L'ultima considerazione è una conseguenza del carattere erosivo della laguna sperimentale, nella quale lo sviluppo della rete di canali è strettamente legata a una perdita netta di sedimenti verso il mare: non si può sviluppare, pertanto, alcun processo di accrescimento del fondale, a causa da un lato della mancanza di apporto di sedimenti dall'esterno, dall'altro della prevalenza di trasporto solido al fondo. Infatti, nonostante le velocità di massimo flusso e riflusso favoriscano il trasporto in sospensione all'interno dei canali, i sedimenti non sono in grado di dispendersi significativamente al di sopra dei bassifondi adiacenti e di conseguenza non contribuiscono al loro accrescimento.

Per queste ragioni, gli scenari di accrescimento del fondo, che si sviluppano quando i processi di deposito dei sedimenti bilanciano o superano l'aumento del livello medio del mare, non sono riproducibili mediante l'apparato sperimentale utilizzato. In particolare, gli esperimenti qui discussi non possono descrivere né i processi di formazione e sviluppo di reti a marea conseguenti al bilancio tra la velocità di deposizione dei sedimenti e la velocità di aumento del medio mare (D'Alpaos *et al.*, 2007; Kirwan e Murray, 2007), né processi di formazione e sviluppo delle reti di canali in bacini che si riempiono gradualmente (ad esempio, quando le velocità di deposizione sono maggiori delle velocità di aumento del livello medio del mare).

Ciononostante, l'apparente discrepanza tra lo scenario di accrescimento del fondo, spesso caratteristico delle lagune costiere (Nichols e Boon, 1994), e il comportamento erosivo dei presenti esperimenti può essere risolta osservando che i meccanismi di evoluzione morfologica nei due scenari sono essenzialmente gli stessi: in entrambi i casi, infatti, la forma e la configurazione planimetrica dei canali sono determinate dalla distribuzione degli sforzi tangenziali che superano la soglia di incipiente movimento dei sedimenti. Tuttavia, nei due scenari i meccanismi principali che determinano l'evoluzione della rete sono diversi. Nello scenario di accrescimento del fondo il meccanismo trainante è il deposito nei punti in cui le velocità sono piccole, mentre nello scenario erosivo il meccanismo principale è l'erosione nei punti in cui le velocità sono elevate e lo sviluppo della rete termina quando l'erosione bilancia la deposizione (Friedrichs, 1995; Lanzoni e Seminara, 2002; Defina *et al.*, 2007).

L'evidenza sperimentale indica che i principali agenti di formazione delle reti sono (i) l'allungamento per "headward growth" dei canali, un processo che risulta particolarmente attivo durante il parziale scoprimento della rete, quando il flusso si concentra all'interno dei canali, producendo elevati sforzi tangenziali, e (ii) lo sviluppo di ramificazioni, che si originano in corrispondenza di punti in cui gli sforzi tangenziali sono maggiori (in particolare in corrispondenza delle curve). Questo com-

portamento è in accordo con quanto osservato per le reti a marea reali da altri autori (e.g., Myrick e Leopold (1963); Bayliss-Smith *et al.* (1978); Pethick (1980); Healey *et al.* (1981)), nelle quali le velocità di massimo riflusso si verificano una volta che l'acqua tende ad abbandonare la superficie dei bassifondi adiacenti e si concentra all'interno dei canali, ed è in accordo con le riflessioni sulla formazione delle reti a marea proposte da Pethick (1969); Allen (2000); Fagherazzi e Sun (2004); D'Alpaos *et al.* (2005, 2007); Hughes *et al.* (2009) ed altri. Come osservato da Redfield (1972), sia pure in un contesto diverso da quello sperimentato, i canali più incisi si formano in barene vegetate caratterizzate da quote relativamente alte, oppure per collegamento tra *salt pans* (Perillo, 1995). Secondo recenti modellazioni numeriche condotte da Temmerman *et al.* (2007) sulle condizioni di flusso in aree vegetate, in queste condizioni si evidenzia il ruolo cruciale giocato dalla vegetazione sull'erosione dei canali a marea.

Una prospettiva interessante sulle diverse fasi sperimentate da una rete di canali durante il suo sviluppo verso uno stato di "quasi equilibrio" si ottiene analizzando il campo di moto idrodinamico in differenti istanti di un medesimo esperimento. Purtroppo, nel presente apparato sperimentale, non è possibile realizzare misure dirette del campo di moto a causa delle piccole profondità in gioco, che rendono inutilizzabile la maggior parte della strumentazione disponibile. Inoltre, l'inserimento di strumenti di misura invasivi (come ad esempio ADV, micro-pitot o micro mulinelli) possono compromettere localmente in modo irreparabile la configurazione topografica del fondo e, di conseguenza, l'attendibilità dei risultati dell'esperimento.

Nel caso specifico, per avere comunque indicazioni di questo tipo, la ricostruzione del campo di moto è stata ottenuta mediante l'applicazione di un modello bidimensionale agli elementi finiti che risolve le equazioni delle onde lunghe in acque basse, opportunamente modificate per essere applicate a domini irregolari, in cui siano eventualmente presenti regioni che, a seconda del livello della marea, risultano alternativamente asciutte o bagnate. Una descrizione dettagliata delle equazioni modificate, delle tecniche numeriche adottate per la loro soluzione e della taratura del modello nelle diverse situazioni è contenuta in D'Alpaos e Defina (1995, 2007); Defina (2000); Carniello *et al.* (2005).

La Figura 4.12 mostra un esempio della distribuzione spaziale delle velocità calcolata all'interno del bacino lagunare mediante il modello idrodinamico completo al quale si è appena fatto riferimento. La Figura 4.12 riporta due configurazioni della rete generate nel corso della Prova 4: la prima è stata ottenuta dopo 1700 cicli di marea (Figura 4.12a), mentre la seconda è quella raggiunta al termine dell'esperimento dopo circa 7850 cicli di marea (Figura 4.12b). Per entrambe le configurazioni sono stati considerati quattro differenti istanti del ciclo di marea, in particolare i due punti di inversione del flusso e i punti corrispondenti al

massimo flusso e riflusso (Figura 4.12c). La configurazione intermedia (Figura 4.12a) è stata scelta in modo che la quota media del fondo fosse sufficientemente elevata per garantire lo scoprimento di ampie zone della laguna durante la fase di riflusso della marea. Tale configurazione, quindi, è stata confrontata con quella ottenuta dopo circa 7850 cicli di marea (Figura 4.12b), corrispondente ad una condizione in cui l'intera laguna risulta completamente sommersa in tutte le fasi del ciclo di marea.

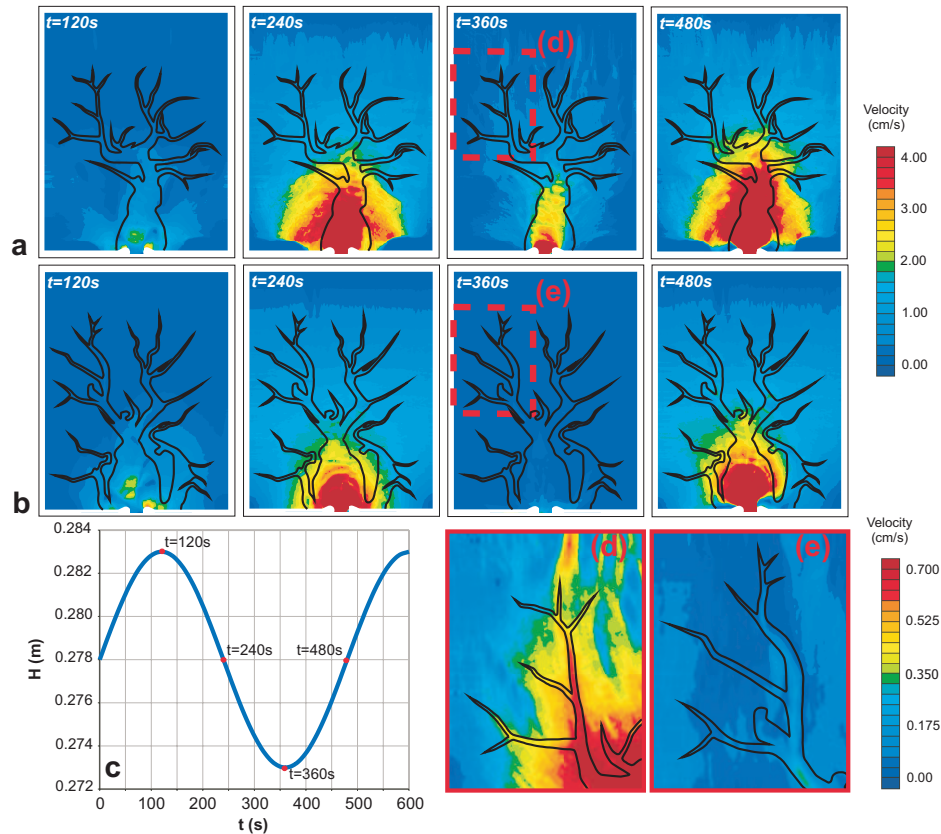


Figura 4.12: Risultati della simulazione condotta mediante il modello idrodinamico completo descritto: distribuzione spaziale delle velocità all'interno della laguna, per (a) la configurazione raggiunta dopo circa 1700 cicli e (b) la configurazione finale raggiunta al termine dell'esperimento 4, in diversi istanti del ciclo di marea. I quattro istanti del ciclo di marea di riferimento per le analisi si riferiscono all'onda di marea misurata in corrispondenza della bocca della laguna (c). (d,e) Dettagli del campo di moto a $t = 360$ s (i.e., massimo riflusso) per le configurazioni morfologiche a e b.

I risultati numerici ottenuti per la configurazione intermedia indicano che la velocità massima della corrente (e, di conseguenza, i massimi sforzi tangenziali) si sviluppano durante la fase di riflusso della marea, in corrispondenza della profonda erosione situata in prossimità della bocca

e all'interno dei canali principali che si dipartono da essa. Sono evidenziabili, invece, basse velocità all'interno delle ramificazioni terminali dei canali, di gran lunga inferiori a quelle caratterizzanti le aree in prossimità della bocca. In ogni caso, la Figura 4.12d evidenzia all'interno di queste ramificazioni velocità maggiori rispetto a quelle che caratterizzano le aree ad esse adiacenti non canalizzate. Di conseguenza, si evince che in queste fasi di evoluzione della laguna il flusso tende a concentrarsi all'interno della rete di canali, che, per questi motivi, sperimenta una più rapida evoluzione morfologica. Si osservi, però, che nonostante la laguna sia intagliata da una ben definita rete di canali, il progressivo abbassamento della quota media del fondo (e quindi l'incremento della profondità media dell'acqua) ostacola via via la concentrazione del flusso all'interno della rete. Il campo di velocità riportato in Figura 4.12b,e, infatti, assomiglia ad uno *sheet flow*, debolmente influenzato dalla rete di canali che innervano la laguna.

Se ne deduce che negli esperimenti condotti l'incisione della rete si esplica rapidamente quando la quota media del fondo è sufficientemente alta per permettere la concentrazione del flusso all'interno dei canali durante la fase di massimo riflusso. All'aumentare della profondità media del bacino, a causa dell'incremento della sommergenza, le direzioni incise dai canali perdono gradualmente la proprietà di vie preferenziali di propagazione della marea, fino all'instaurarsi di uno *sheet flow*, e la rete di canali evolve sempre più lentamente verso una configurazione di equilibrio asintotico (come illustrato dalle reti osservate nelle prove 3, 4, 5 e 6 dopo circa 5000 cicli di marea, Figura 4.9).

Questo meccanismo di evoluzione è simile a quello osservato per alcune lagune mature (ad esempio la laguna di Venezia), che affrontano periodi di crescente sommergenza a causa dell'azione combinata della subsidenza e dell'aumento del livello medio del mare (Teatini *et al.*, 2007) e della perdita progressiva di sedimenti. Condizioni di *sheet flow* si sviluppano anche negli scenari di accrescimento del fondo: diversamente dagli esperimenti condotti in laboratorio, le condizioni di *sheet flow* caratterizzano le fasi iniziali di formazione della rete di canali, in cui le superfici adiacenti alla rete non hanno ancora raggiunto una quota che consenta la concentrazione del flusso all'interno dei canali in corso di formazione (D'Alpaos *et al.*, 2006).

CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE DELLE RETI SPERIMENTALI

L'analisi morfometrica delle reti sperimentali è stata condotta mediante l'applicazione di un modello idrodinamico semplificato (Rinaldo *et al.*, 1999), impiegato con successo per lo studio di alcuni ambienti a marea (Marani *et al.*, 2003). Il campo di flusso idrodinamico ottenuto mediante questo modello semplificato rende possibile determinare il percorso del flusso non canalizzato, ovvero il percorso che connette ogni zona non canalizzata al più vicino canale a marea, calcolandone la lunghezza (Paragrafo 5.2). Il metodo si basa essenzialmente su di una semplificazione delle equazioni bidimensionali delle onde lunghe in acque basse, riconducendolo a un problema alle condizioni al contorno alla Poisson, risolto per ottenere la distribuzione spaziale delle quote del pelo libero. Per una descrizione dettagliata del metodo impiegato in queste analisi si rimanda a Rinaldo *et al.* (1999) e a Marani *et al.* (2003).

5.1 ANALISI DELLE SEZIONI DEI CANALI

5.1.1 Variazioni di larghezza e profondità dei canali lungo la coordinata curvilinea s

Diversi autori (Myrick e Leopold, 1963; Lanzoni e Seminara, 1998; Marani *et al.*, 2002; Lanzoni e Seminara, 2002) hanno evidenziato per le reti reali una variazione esponenziale della larghezza e della profondità dei canali lungo la coordinata curvilinea intrinseca s , assunta coincidente con l'asse del canale.

Allo scopo di analizzare con maggiore chiarezza tale decremento, è utile esprimere la dipendenza della larghezza B e della profondità D del canale dalla coordinata curvilinea intrinseca s (assunta positiva proseguendo verso l'interno) nel seguente modo:

$$B(s) = B_0 \exp\left(-\frac{s}{L_B}\right), \quad D(s) = D_0 \exp\left(-\frac{s}{L_B}\right), \quad (5.1)$$

in cui B_0 e D_0 sono rispettivamente la larghezza e la profondità del canale in $s = 0$ e L_B è la lunghezza di convergenza del canale. Quindi, ipotizzando di rappresentare le relazioni $s - B$ e $s - D$ su di un grafico semilogaritmico, i punti di B e D al variare di s devono disporsi lungo una retta.

La variazione di B e D lungo s nelle reti a marea sperimentali è stata analizzata su configurazioni di equilibrio delle reti. Per questioni di necessaria sintesi, si riportano le analisi solo di alcuni canali per ogni configurazione sperimentale ottenuta. Tali canali sono indicati in Figura 5.1.

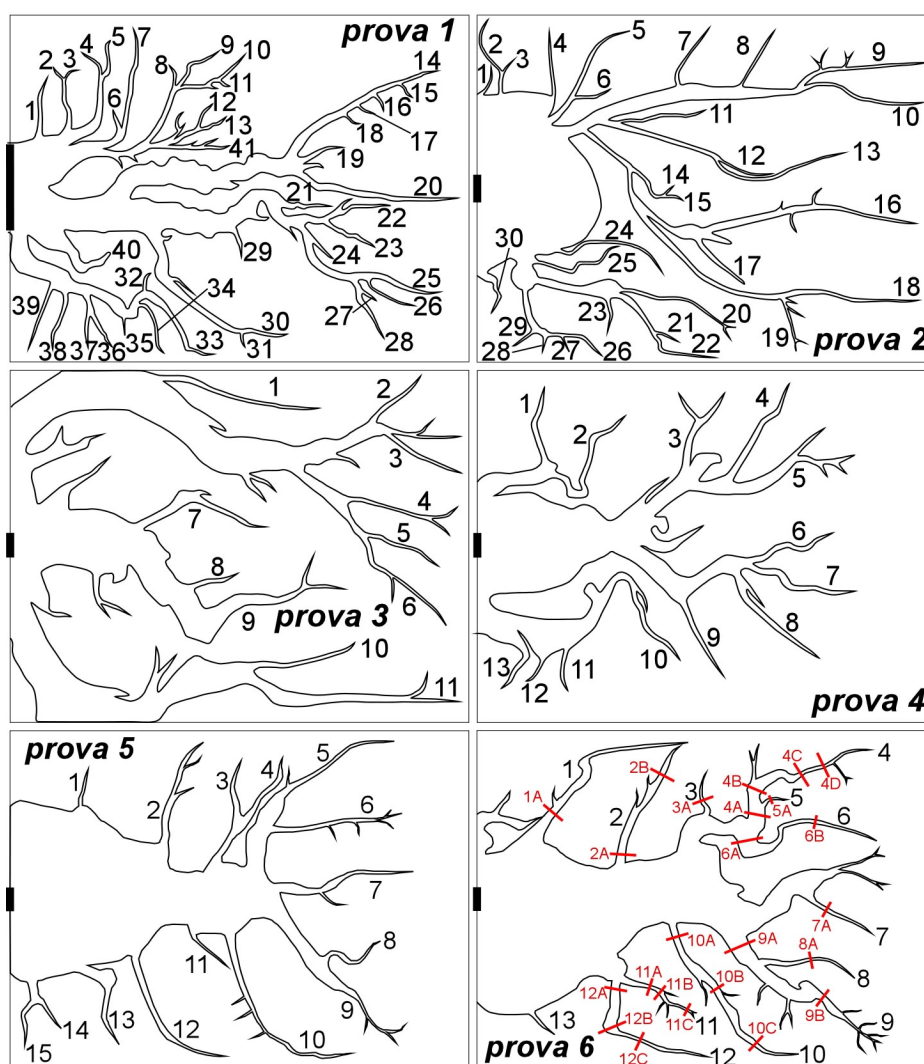


Figura 5.1: Configurazioni di equilibrio delle reti generate al termine di ogni prova sperimentale con indicati i canali analizzati dal punto di vista geomorfologico.

L'analisi condotta sui canali numerati in Figura 5.1, è riassunta nei

grafici delle Figure 5.2 e 5.3, da cui si evince il medesimo progressivo allargamento e approfondimento esponenziale delle sezioni dei canali, procedendo verso la bocca, che si è riscontrato per le reti reali.

Per quanto riguarda la relazione $s - B$, le deviazioni dalla legge esponenziale sono dovute principalmente a due cause:

- se i canali sono molto piccoli e presentano larghezze inferiori al centimetro, lo scostamento dei punti dalla retta è dovuto alla insufficiente precisione del rilievo, la cui migliore risoluzione disponibile è di $1\text{cm} \times 1\text{cm}$, come già descritto al Capitolo 2;
- se i canali sono molto larghi e costituiscono i rami principali della rete, la deviazione dalla legge esponenziale è invece da imputare alla presenza di scavi e allargamenti localizzati in corrispondenza delle curve e delle ramificazioni, nonché, in alcuni casi, all'avanzamento delle forme di fondo lungo i canali, che modificano il legame reale tra B , D e s .

5.1.2 Forma delle sezioni e rapporto larghezza-profondità dei canali

Come già osservato per le reti a marea reali da altri autori (Myrick e Leopold, 1963; Marani *et al.*, 2002), esiste una relazione lineare tra la larghezza B e la profondità D dei canali analizzati (Figura 5.4). Anche in questo caso lo scostamento dei punti dalla legge lineare è da imputare alla presenza di scavi localizzati in corrispondenza di curve e ramificazioni.

Lungo alcuni canali a marea collocati sulle sponde del Potomac River, in Virginia, Myrick e Leopold (1963) hanno osservato per le sezioni più prossime alla bocca forme rettangolari, di larghezza molto maggiore rispetto alla profondità, mentre per le sezioni più interne della rete di canali hanno osservato sezioni via via più incise, caratterizzate da una forma a V. Questa caratteristica è da imputare al predominio dei processi di deposito sui processi di erosione nelle sezioni più prossime alla bocca e al predominio dei processi di erosione su quelli di deposito nelle sezioni più interne della rete (Myrick e Leopold, 1963).

In Figura 5.5 sono illustrate le forme di alcune sezioni estratte dalla configurazione di equilibrio della rete ottenuta nel corso della prova 6, dopo 9351 cicli di marea. Le sezioni illustrate presentano le medesime caratteristiche evidenziate da Myrick e Leopold (1963): la forma è decisamente rettangolare e poco incisa nelle sezioni più prossime alla bocca (e.g., le sezioni 1A, 4A, 4B, 6A, 9A, 12A in Figura 5.5), mentre risulta più incisa e a forma di V nelle sezioni più interne della rete (e.g., le sezioni 4D, 6B, 10C, 11C in Figura 5.5) e nelle sezioni delle ramificazioni più giovani (e.g., le sezioni 3A e 5A in Figura 5.5). Risultano evidenti anche gli scavi in corrispondenza delle ramificazioni e delle curve (e.g., le sezioni

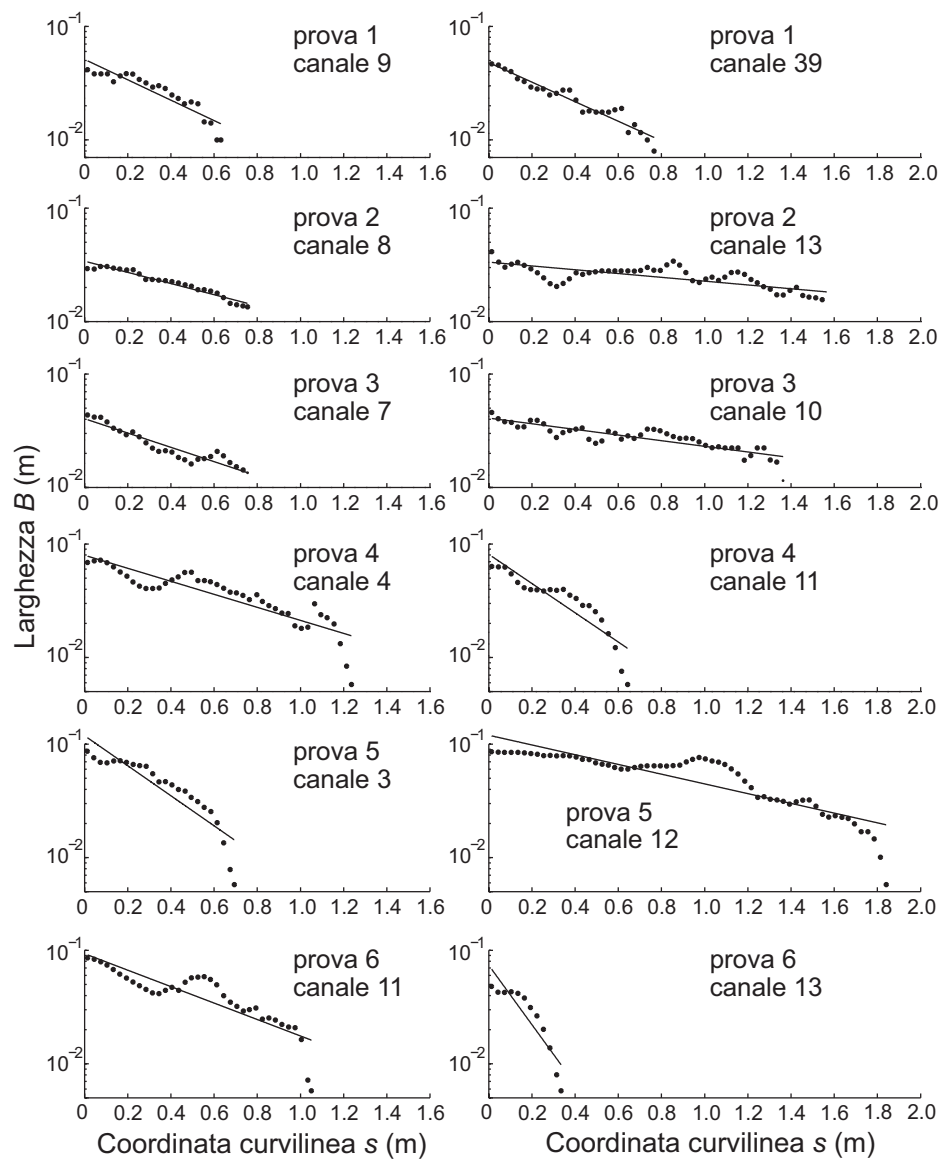


Figura 5.2: Andamento della larghezza B del canale lungo la coordinata curvilinea intrinseca s per alcuni dei canali indicati in Figura 5.1.

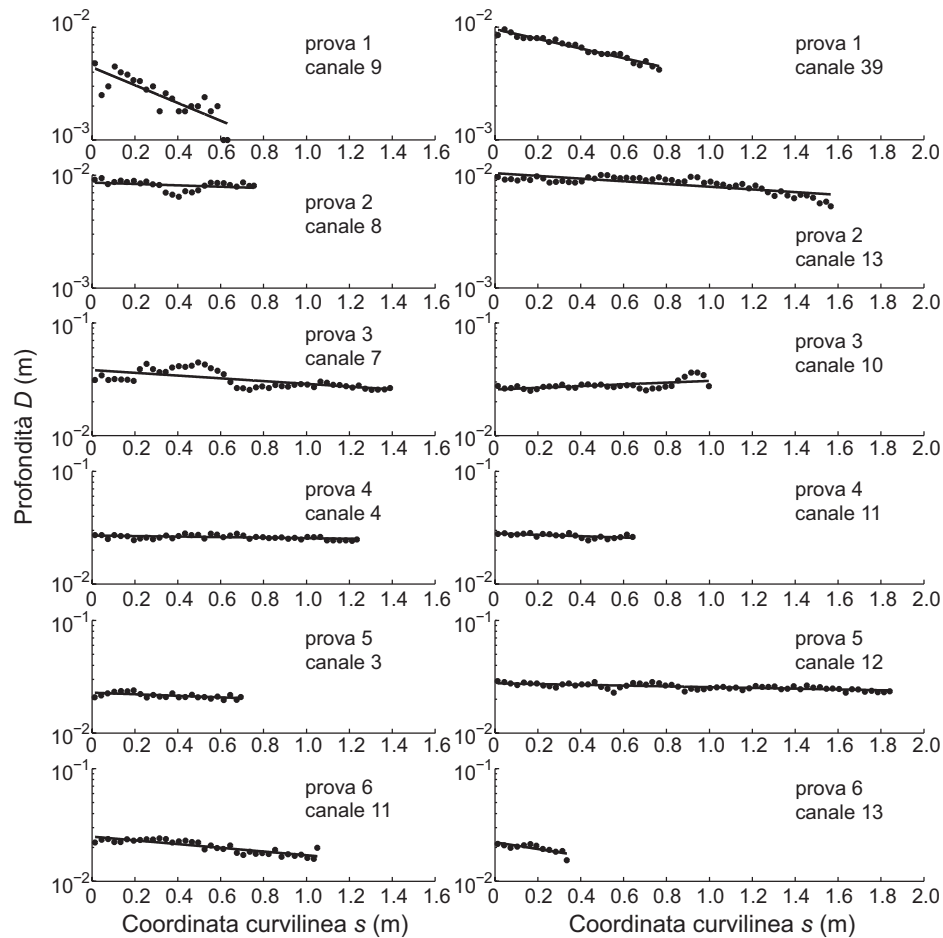


Figura 5.3: Andamento della profondità D del canale lungo la coordinata curvilinea intrinseca s per alcuni dei canali indicati in Figura 5.1.

10B, 11B e 12B in Figura 5.5), che presentano sezioni molto più profonde e incise rispetto alle sezioni vicine. Le sezioni dei canali principali della rete risultano generalmente meno compatte rispetto alle sezioni dei canali più giovani. Ciò è dovuto in parte all'avanzamento delle forme di fondo lungo i canali principali con il progredire dei cicli di marea, che creano fenomeni di instabilità del fondo e alterano la larghezza e la profondità dei canali, in parte alla natura non coesiva dei sedimenti del modello, che non favorisce la stabilità delle sezioni.

Uno dei parametri che consente di valutare numericamente il grado di incisione delle sezioni dei canali è il rapporto tra la larghezza B e la profondità D dei canali, denominato β (Myrick e Leopold, 1963; Marani *et al.*, 2002). Valori di β più elevati rappresentano sezioni poco incise, in cui il canale è relativamente più largo che profondo, mentre valori di β più bassi rappresentano sezioni molto ben incise, in cui il canale è relativamente meno largo e più profondo.

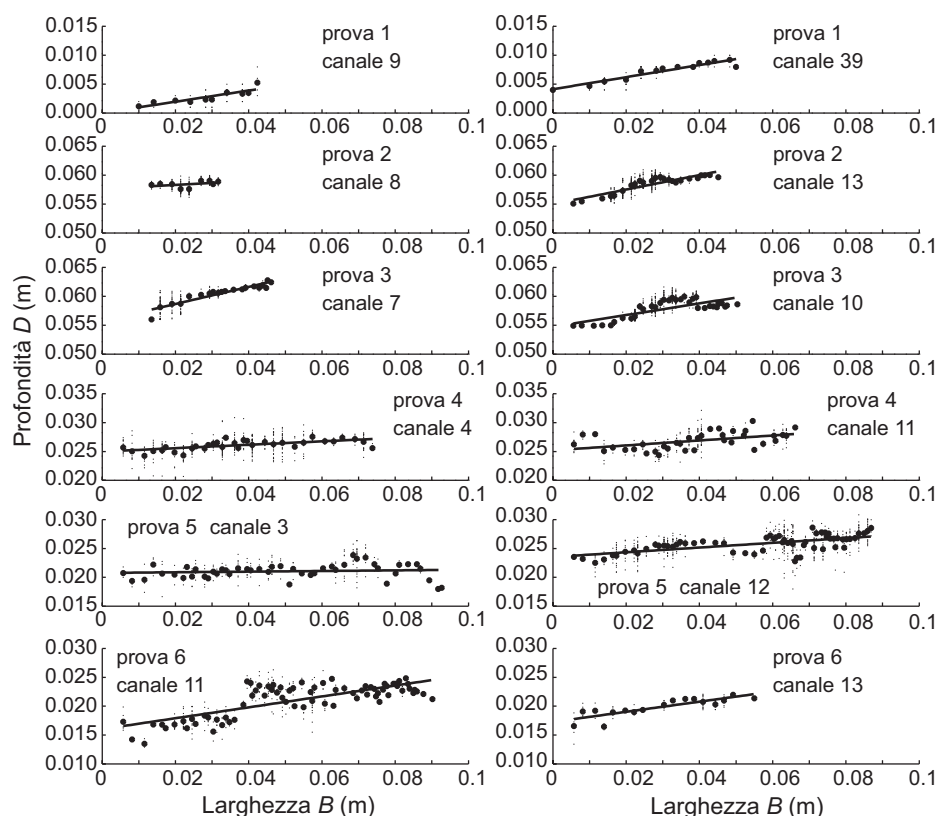


Figura 5.4: Relazione tra larghezza e profondità di alcuni dei canali indicati in Figura 5.1.

In Figura 5.6 sono riportati gli andamenti del coefficiente β lungo la coordinata curvilinea intrinseca s per i canali indicati in Figura 5.1. Come si può osservare in Figura 5.6, β si riduce partendo dalle sezioni del canale più prossime alla bocca andando verso le sezioni più interne. Il risultato è nuovamente in accordo con quanto dimostrato da Myrick e Leopold (1963).

Allo scopo di confrontare il diverso grado di incisione β dei canali per le configurazioni di equilibrio di tutti gli esperimenti svolti fino ad ora, è stato calcolato il β medio per ognuno dei canali indicati in Figura 5.1. Definendo il rapporto $\beta = B/D$ per ogni sezione di un canale, il β_{medio} del canale è dato dalla media dei β calcolati per ogni sua sezione. Per l'estrazione delle sezioni da analizzare è stato applicato il metodo proposto da Marani *et al.* (2003), che utilizza il modello idrodinamico semplificato introdotto da Rinaldo *et al.* (1999). I valori di β calcolati per ogni canale indicato in Figura 5.1 sono riassunti in Tabella 5.1 e nel grafico di Figura 5.7.

I risultati evidenziano per i canali che costituiscono la configurazione di equilibrio della rete generata nel corso della Prova 1 un β_{medio}

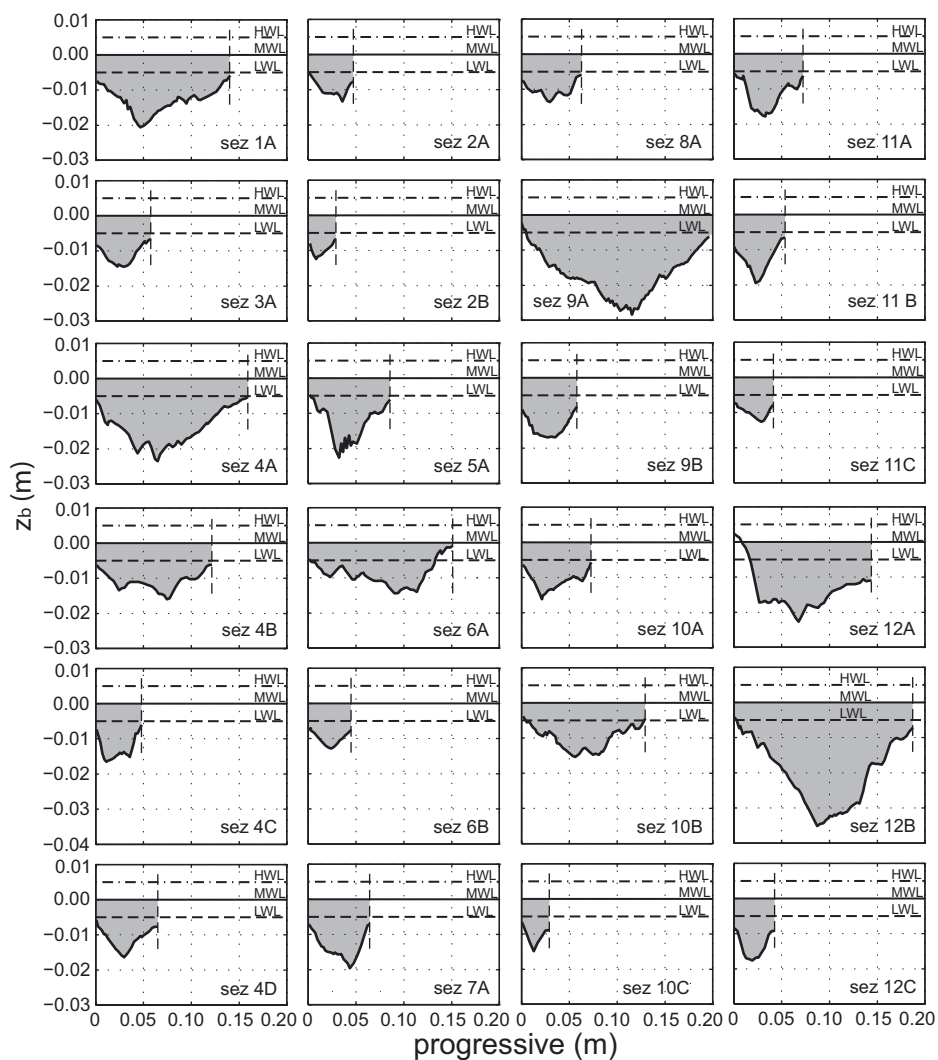


Figura 5.5: Analisi della forma e del grado di incidenza di alcune sezioni dei canali generati in laboratorio. L'esempio è tratto dalla configurazione di equilibrio della rete formatasi dopo 9351 cicli di marea nel corso della prova 6. Le sezioni illustrate si riferiscono ai transetti indicati in Figura 5.1.

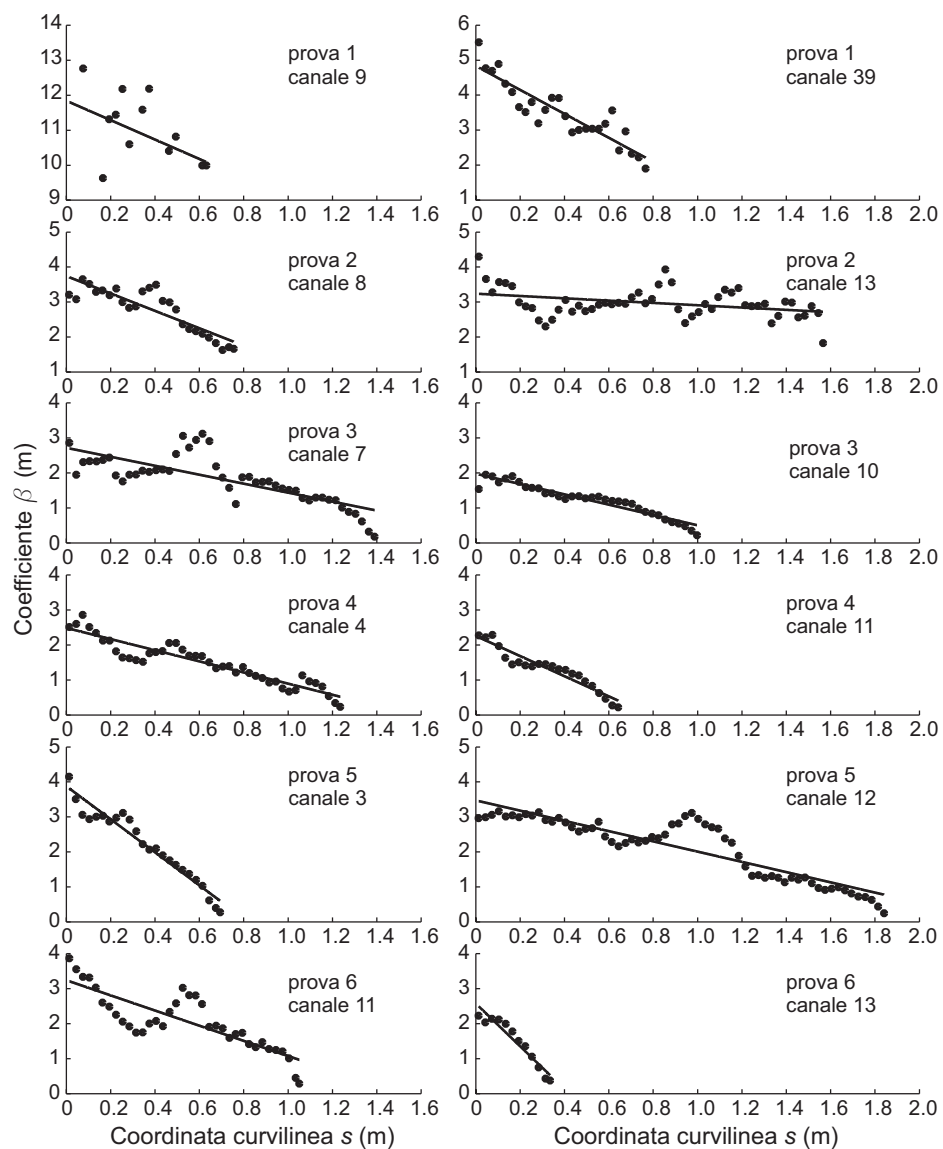


Figura 5.6: Andamento del coefficiente β lungo la coordinata curvilinea intrinseca s di alcuni dei canali indicati in Figura 5.1.

Tabella 5.1: Valori di β_{medio} calcolati per ogni canale indicato in Figura 5.1.

canale	Prova 1	Prova 2	Prova 3	Prova 4	Prova 5	Prova 6
1	5.3	0.3	1.1	0.9	1.2	3.9
2	7.0	0.3	1.1	1.6	2.6	5.2
3	11.5	0.3	1.1	1.6	2.3	1.9
4	5.3	0.4	0.9	1.4	2.2	3.2
5	8.4	0.5	0.9	2.0	1.5	1.4
6	2.6	0.5	0.9	1.4	1.5	3.2
7	5.9	0.4	1.9	1.8	2.4	2.0
8	4.4	0.4	1.0	1.6	1.6	2.4
9	11.9	0.5	3.6	1.0	2.0	5.6
10	12.5	0.5	1.3	2.0	1.9	3.7
11	15.3	0.4	0.6	1.4	1.1	2.1
12	11.6	0.3	0.9	2.1	3.2	—
13	7.9	0.4	2.7	2.7	1.5	—
14	13.5	0.3	—	1.2	—	—
15	12.9	0.4	—	1.6	—	—
16	7.6	0.8	—	—	—	—
17	6.2	0.7	—	—	—	—
18	5.7	0.6	—	—	—	—
19	12.3	0.3	—	—	—	—
20	12.0	0.4	—	—	—	—
21	6.8	0.2	—	—	—	—
22	9.3	0.4	—	—	—	—
23	8.6	0.4	—	—	—	—
24	7.8	0.5	—	—	—	—
25	14.9	0.4	—	—	—	—
26	8.7	0.4	—	—	—	—
27	8.1	0.2	—	—	—	—
28	14.0	0.3	—	—	—	—
29	7.1	0.4	—	—	—	—
30	8.6	0.7	—	—	—	—
31	6.5	—	—	—	—	—
32	4.7	—	—	—	—	—
33	7.3	—	—	—	—	—
34	4.8	—	—	—	—	—
35	3.5	—	—	—	—	—
36	5.1	—	—	—	—	—
37	4.7	—	—	—	—	—
38	4.8	—	—	—	—	—
39	3.5	—	—	—	—	—
40	9.7	—	—	—	—	—
41	8.6	—	—	—	—	—

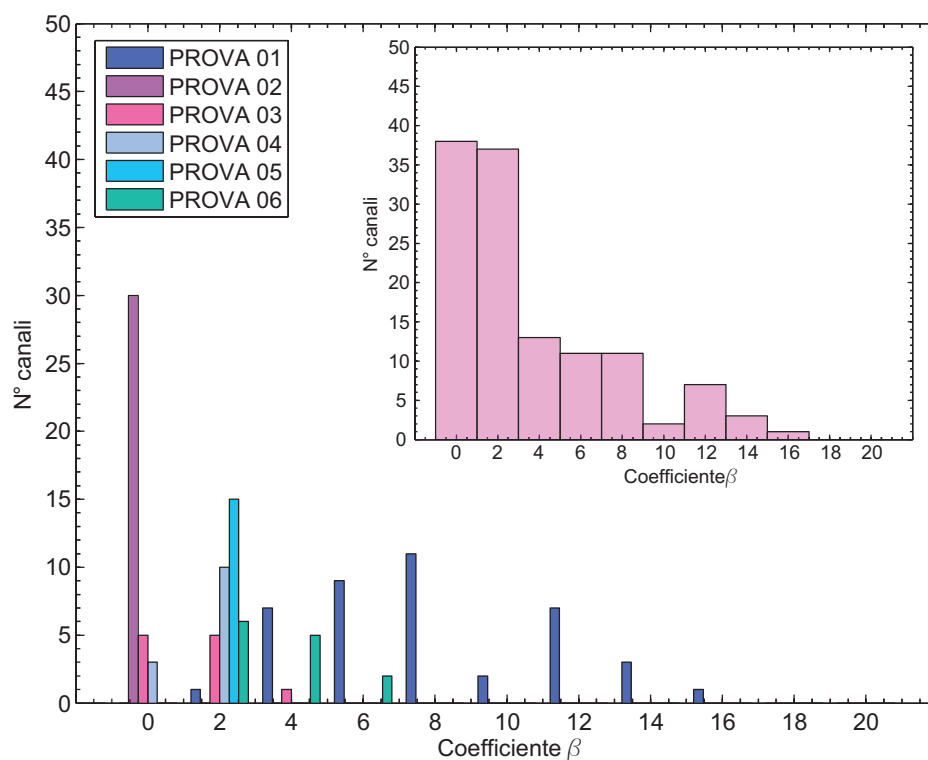


Figura 5.7: Distribuzione statistica dei β_{medio} di ogni esperimento. Nella figura viene riportata l'analisi statistica complessiva di tutti i valori analizzati.

decisamente superiore a quello dei canali delle altre prove sperimentali, peculiarità caratteristica di una rete poco incisa. Al contrario, i canali corrispondenti alla configurazione di equilibrio della rete che si è generata al termine della Prova 2 presentano β_{medio} minori rispetto ai canali relativi alle configurazioni di equilibrio delle ultime quattro prove sperimentali, le quali, invece, presentano valori di β_{medio} molto vicini tra loro.

La rete di canali poco incisa ottenuta al termine della Prova 1 trova una spiegazione nella maggiore larghezza della sezione trasversale della bocca, che ha permesso alla laguna di scambiare con il mare un volume d'acqua maggiore rispetto a quello scambiato nel corso delle altre prove sperimentali. Ciò ha portato alla formazione di sezioni più ampie e meno profonde, caratterizzate da valori di β_{medio} piuttosto elevati.

I canali più incisi che caratterizzano la configurazione finale di equilibrio della Prova 2 sono invece da imputare all'abbassamento continuo del livello medio di propagazione nel corso dell'esperimento, che, nella fase di massimo riflusso, in cui si sviluppano le massime velocità della corrente, ha favorito una concentrazione del flusso all'interno dei canali, assecondando i processi di erosione e quindi di incisione della rete di

canali nel corso dell'intero esperimento.

I valori di β_{medio} molto simili delle ultime quattro prove sperimentali sono dovuti alle medesime condizioni iniziali e al contorno. E' da ricordare che in tutti gli ultimi quattro esperimenti, le configurazioni di equilibrio a cui si fa riferimento per le analisi (Figura 5.1) sono state ottenute imponendo le medesime forzanti mareali (ampiezza $a = 1\text{cm}$, periodo $T = 8\text{minuti}$ e livello medio di propagazione dell'onda di marea coincidente con la quota della superficie dei sedimenti), che sono rimaste costanti nel corso di tutti e quattro gli esperimenti (per la Prova 6 fino ai 9351 cicli), e conservando la stessa sezione trasversale alla bocca (di forma trapezoidale, larga 20 cm in corrispondenza della quota della superficie iniziale dei sedimenti).

Si osservi che nel corso delle ultime prove sperimentali il livello medio di propagazione della marea è rimasto invariato nel corso degli esperimenti, mentre il fondo della laguna si è progressivamente abbassato: dopo un certo numero di cicli di marea, variabile da prova a prova, il flusso progressivamente smette di concentrarsi all'interno dei canali in fase di massimo riflusso, inibendo sempre di più i processi erosivi che favoriscono l'incisione delle sezioni dei canali. Per questo motivo, come risulta evidente dalla Tabella 5.1 e dalla Figura 5.7, i β_{medio} delle configurazioni di canali ottenute nel corso delle ultime quattro prove sperimentali sono maggiori rispetto a quelli che caratterizzano la configurazione generata al termine della Prova 2.

Più in generale, escludendo la Prova 1, per la quale le condizioni al contorno erano diverse rispetto alle altre prove sperimentali, la Figura 5.7 evidenzia una variazione complessiva dei β_{medio} compresa nell'intervallo $0 \div 7$, con una maggiore concentrazione dei risultati compresa nell'intervallo $0 \div 3$.

5.1.3 Confronto del rapporto larghezza-profondità tra le reti a marea reali e le reti a marea generate in laboratorio

Per poter confrontare i valori di β_{medio} delle reti sperimentali con i valori di β_{medio} raccolti negli ambienti a marea reali è necessario richiamare gli argomenti introdotti al Capitolo 3.

Indicando con d il rapporto di distorsione del modello rispetto al prototipo, un valore β_m nel modello può essere trasformato nel corrispondente valore β_p nel prototipo utilizzando la seguente relazione:

$$\beta_p = d \cdot \beta_m \quad (5.2)$$

Si ricorda che il parametro d dipende dall'ampiezza e dal periodo della marea scelti per gli esperimenti, che determinano di volta in volta i rapporti r_t e λ_D , note le caratteristiche della marea nel modello e nel

prototipo. Di conseguenza, il rapporto di distorsione d varia al variare delle caratteristiche della marea che si propaga nel prototipo, per la quale sono già stati individuati tre scenari di riferimento: laguna *microtidal*, *mesotidal* e *macrotidal* (vedi Capitolo 3, Tabella 3.1).

Per ognuno degli scenari descritti sono stati confrontati i β_{medio} relativi alle reti a marea sperimentali opportunamente scalati e quelli relativi ad ambienti a marea reali, di cui fossero disponibili dati raccolti in campo. Per lo scenario *microtidal* il confronto è stato realizzato con la laguna di Venezia, di cui si possiedono molte informazioni geomorfologiche, mentre per lo scenario *mesotidal* si è fatto riferimento al Dutch Wadden Sea, per il quale i dati relativi a larghezze e profondità dei canali sono stati reperiti in Marciano *et al.* (2005). Per lo scenario *macrotidal* non è stato ancora possibile realizzare il confronto con gli ambienti a marea reali, in quanto in letteratura non sono stati rintracciati dati disponibili che consentissero di calcolare i valori di β_{medio} necessari al confronto.

Per quanto riguarda lo scenario *microtidal*, imponendo un'ampiezza $a_p = 1.0\text{m}$ e un periodo $T_p = 12\text{h}$ dell'onda di marea che si propaga nel prototipo, caratteristiche tipiche delle maree di sizigie in laguna di Venezia, si ottiene un rapporto di distorsione $d = 9.0$ (Tabella 3.1). I valori di β_{medio} rapportati al prototipo *microtidal* sono riassunti in Figura 5.10, da cui si evince una variazione complessiva nell'intervallo $1.8 \div 140$. In particolare, escludendo dall'analisi statistica la Prova 1, che presenta condizioni al contorno diverse rispetto alle altre prove sperimentali, e la Prova 2, durante la quale sono state cambiate continuamente le forzanti mareali, la variazione dei β_{medio} è compresa nell'intervallo $5 \div 55$, con una maggiore concentrazione dei risultati nell'intervallo $5 \div 35$.

Per il confronto delle reti sperimentali con gli ambienti a marea reali, sono state analizzate le caratteristiche geomorfologiche dei canali che innervavano la laguna di Venezia nei primi anni dell'Ottocento, su una carta idrografica militare eseguita dal capitano A. Denaix (Denaix, 1811). La scelta è ricaduta sulla laguna di Venezia degli inizi del XIX secolo in quanto ritenuta decisamente meno antropizzata rispetto alla sua configurazione morfologica attuale: nel corso del XIX e, in particolare, del XX secolo, infatti, la laguna ha sperimentato importanti variazioni geomorfologiche, come conseguenza di non meno importanti interventi antropici, quali la costruzione dei moli alle bocche di porto, lo scavo dei grandi canali navigabili Vittorio Emanuele e Malamocco-Marghera e l'apprezzabile subsidenza dovuta all'estrazione di acqua dal sottosuolo.

I canali analizzati sono complessivamente 182 (vedi Figura 5.8), di cui 102 nel bacino di Lido, 41 nel bacino di Malamocco e 39 nel bacino di Chioggia. Il calcolo dei β_{medio} in laguna di Venezia è stato effettuato in modo analogo a quello dei β_{medio} per la laguna sperimentale: sono state estratte mediamente circa 20 sezioni, a circa la medesima distanza l'una dall'altra, per ogni canale indicato in Figura 5.8, per ognuna di esse è stato calcolato il β relativo e successivamente è stata fatta la media

dei valori calcolati, ottenendo il β_{medio} di ogni canale (Tabelle 5.2, 5.3 e 5.4). Complessivamente i valori di β_{medio} calcolati in laguna di Venezia sono compresi nell'intervallo $5 \div 65$, con una maggiore concentrazione di dati nell'intervallo $15 \div 25$. Tale risultato è anche sostanzialmente in accordo con i valori di β_{medio} riportati da Marani *et al.* (2002) per alcuni canali situati nella parte settentrionale della laguna di Venezia nella configurazione morfologica attuale, compresi nell'intervallo $8 \div 50$.

Tabella 5.2: Valori di β_{medio} calcolati per ogni canale del bacino di Lido indicato in Figura 5.8.

canale	sezioni	β_{medio}	canale	sezioni	β_{medio}	canale	sezioni	β_{medio}
1	89	35.2	36	13	55.2	71	7	10.5
2	49	41.2	37	46	23.9	72	11	18.9
3	26	11.4	38	10	18.6	73	14	19.8
4	52	12.3	39	14	14.2	74	13	21.9
5	20	14.1	40	14	27.3	75	18	14.4
6	37	15.0	41	11	15.3	76	8	13.3
7	31	17.5	42	7	21.7	77	11	11.9
8	45	47.8	43	16	22.8	78	8	13.1
9	17	35.7	44	24	37.6	79	12	17.0
10	40	25.1	45	20	58.2	80	6	16.6
11	22	34.5	46	4	30.8	81	17	18.3
12	11	33.2	47	16	29.6	82	9	28.5
13	13	24.9	48	22	36.6	83	42	18.9
14	22	22.1	49	16	26.9	84	15	16.5
15	11	32.4	50	11	32.3	85	27	267.1
16	47	21.2	51	11	34.2	86	17	13.7
17	33	29.7	52	17	37.7	87	28	13.3
18	14	23.5	53	31	27.6	88	23	15.2
19	6	21.0	54	24	31.4	89	18	9.7
20	27	24.0	55	42	37.2	90	16	12.3
21	8	27.8	56	28	35.3	91	16	10.5
22	17	32.6	57	15	31.4	92	24	12.4
23	19	26.8	58	25	18.7	93	14	11.4
24	10	33.7	59	16	21.5	94	16	13.7
25	31	21.9	60	9	37.3	95	16	10.5
26	15	23.9	61	15	20.5	96	31	19.5
27	8	37.4	62	39	20.5	97	11	5.2
28	7	38.4	63	18	16.4	98	9	11.0
29	14	29.8	64	9	26.1	99	11	10.3
30	11	34.4	65	7	28.8	100	45	16.4
31	47	18.4	66	29	37.7	101	144	25.5
32	23	21.4	67	16	18.6	102	27	22.9
33	9	27.4	68	27	24.0	103	18	20.2
34	5	39.9	69	18	35.2			
35	9	28.0	70	45	21.2			

La Figura 5.9 illustra la distribuzione topografica dei β_{medio} di ogni canale: risulta evidente che i canali collocati in prossimità delle bocche presentano β_{medio} maggiori rispetto ai canali più interni, ciò a ulteriore dimostrazione delle conclusioni tratte per le reti ottenute in laborato-

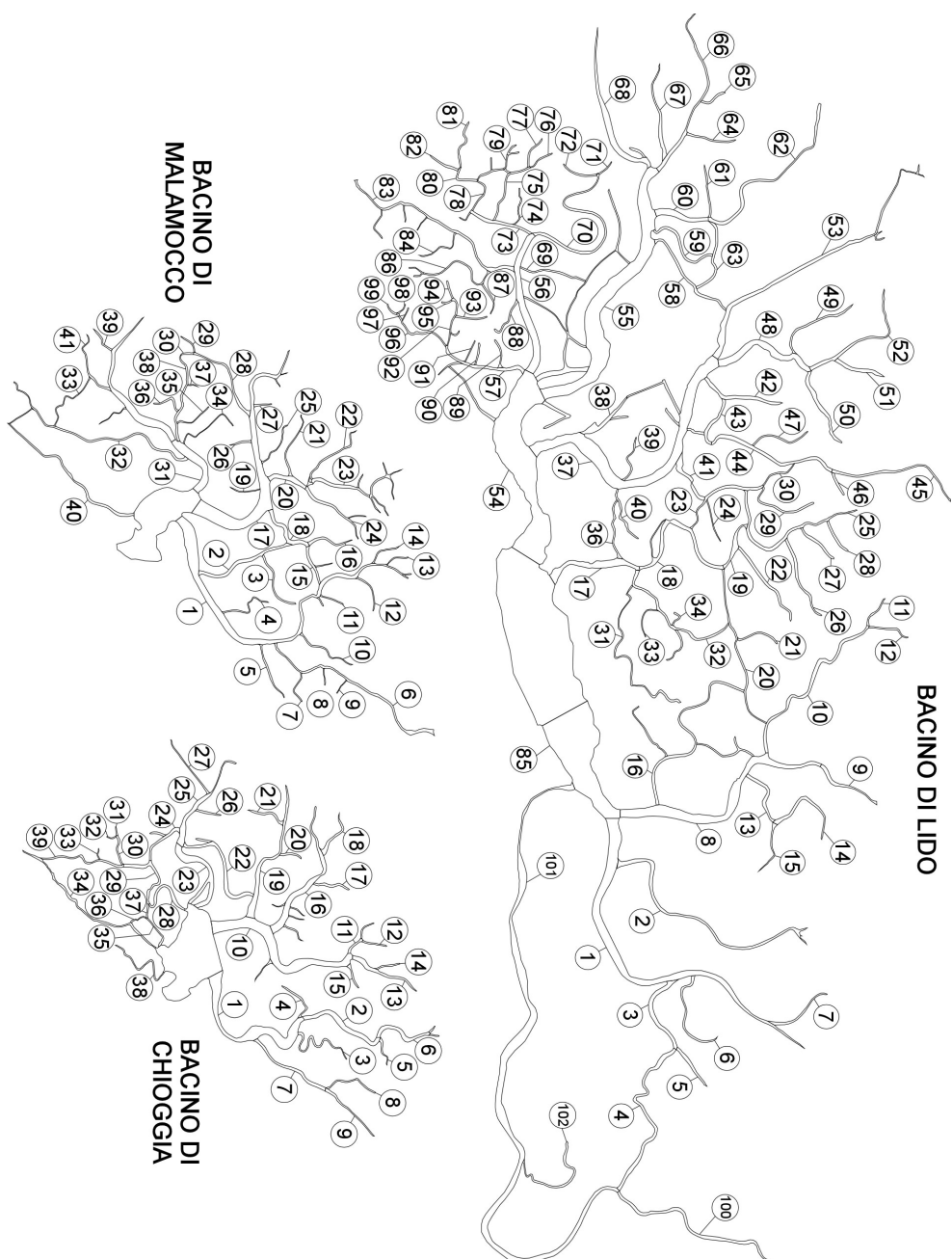


Figura 5.8: Canali analizzati per la laguna di Venezia dei primi anni dell'Ottocento (Denaix, 1811).

Tabella 5.3: Valori di β_{medio} calcolati per ogni canale del bacino di Malamocco indicato in Figura 5.8.

canale	sezioni	β_{medio}	canale	sezioni	β_{medio}
1	118	51.3	22	29	19.3
2	31	22.6	23	17	24.1
3	20	17.1	24	25	20.9
4	25	25.6	25	12	27.2
5	16	21.8	26	6	73.6
6	42	18.9	27	7	36.6
7	11	13.2	28	27	20.2
8	10	16.6	29	5	23.8
9	9	15.3	30	4	23.5
10	19	33.0	31	70	39.2
11	3	26.9	32	58	18.9
12	14	19.6	33	25	19.6
13	8	34.7	34	23	30.5
14	11	35.3	35	13	25.7
15	12	18.3	36	10	23.4
16	17	36.7	37	4	26.9
17	70	58.0	38	26	17.8
18	25	22.3	39	7	17.9
19	8	24.5	40	51	21.0
20	13	16.3	41	21	17.1
21	19	21.2			

Tabella 5.4: Valori di β_{medio} calcolati per ogni canale del bacino di Chioggia indicato in Figura 5.8.

canale	sezioni	β_{medio}	canale	sezioni	β_{medio}
1	21	28.6	21	12	16.0
2	77	45.9	22	31	29.9
3	32	21.2	23	36	43.6
4	14	20.4	24	18	27.0
5	9	20.0	25	19	30.6
6	20	19.4	26	8	15.8
7	28	31.7	27	19	19.0
8	13	19.4	28	22	22.6
9	20	44.6	29	24	27.8
10	45	55.1	30	12	20.7
11	15	18.1	31	5	17.9
12	7	19.9	32	5	18.7
13	20	33.4	33	8	17.8
14	7	16.9	34	48	27.7
15	7	13.7	35	13	19.8
16	56	39.0	36	8	47.0
17	16	18.9	37	5	25.0
18	21	15.0	38	34	17.1
19	38	31.4	39	28	30.9
20	6	20.9			

rio e per il Potomac River da Myrick e Leopold (1963) sul diverso grado di incisione delle sezioni via via che ci si allontana dalla bocca per raggiungere le sezioni più interne del bacino a marea.

Lo scenario *mesotidal* è stato ricostruito ipotizzando di far propagare nel prototipo un'onda di marea di ampiezza $a_p = 2.0\text{m}$ e periodo $T = 12\text{h}$, per la quale si ricava $d = 6.36$ (Tabella 3.1). In Figura 5.11 viene confrontata la distribuzione statistica dei β_{medio} calcolati per il prototipo nello scenario mesotidal, con la distribuzione statistica dei β_{medio} calcolati per il Dutch Wadden Sea sulla base dei dati riportati in Marciano *et al.* (2005). Dalla Figura 5.11 emerge che le due distribuzioni statistiche non sembrano concordare: infatti, per il Dutch Wadden Sea $30 < \beta_{\text{medio}} < 335$, con una concentrazione maggiore dei dati nell'intervallo $30 \div 170$, mentre per il prototipo scalato mesotidal $5 < \beta_{\text{medio}} < 100$, con una concentrazione maggiore dei dati nell'intervallo $5 \div 35$. Si osservi, tuttavia, che valutando i β_{medio} dei soli canali della Prova 1, l'intervallo di variazione dei risultati è $15 \div 100$, decisamente più vicino a quello dei canali del Dutch Wadden Sea. Pertanto la rete di canali generata al termine della Prova 1 sembra avere caratteristiche geomorfologiche che si avvicinano di più ad una rete di canali formatasi in un ambiente a marea reale sotto l'influenza di un'onda mesotidal.

L'analisi condotta per il bacino *mesotidal* soffre di qualche incertezza, in quanto i dati reperiti in letteratura riportano larghezza e profondità di una sola sezione per ogni canale della rete, rendendo il metodo di calcolo dei β_{medio} della rete di canali del Dutch Wadden Sea diverso e meno preciso rispetto al metodo applicato per la stima dei β_{medio} nel caso della laguna di Venezia e nei prototipi ottenuti scalando i dati raccolti in laboratorio.

Quanto illustrato in questo paragrafo porta a concludere che i canali a marea generati in laboratorio presentano caratteristiche geometriche ragionevolmente rappresentative dei canali che intagliano i bassifondi sabbioso-limosi poco coesivi degli ambienti a marea reali. Si deve ricordare che le incisioni su depositi coesivi o sulla superficie di barene vegetate presentano generalmente valori di β_{medio} minori (Garofalo, 1980; Leopold *et al.*, 1993; Marani *et al.*, 2002; Lawrence *et al.*, 2004).

5.2 LUNGHEZZE FUORI RETE

La lunghezza fuori rete ℓ di una rete di canali a marea rappresenta il percorso che connette ogni punto non canalizzato al canale idraulicamente più vicino. Come già si è accennato, il calcolo delle lunghezze fuori rete è avvenuto mediante l'applicazione di un modello idrodinamico semplificato (Rinaldo *et al.*, 1999), applicato con successo da Marani *et al.* (2003) a vari ambienti a marea.

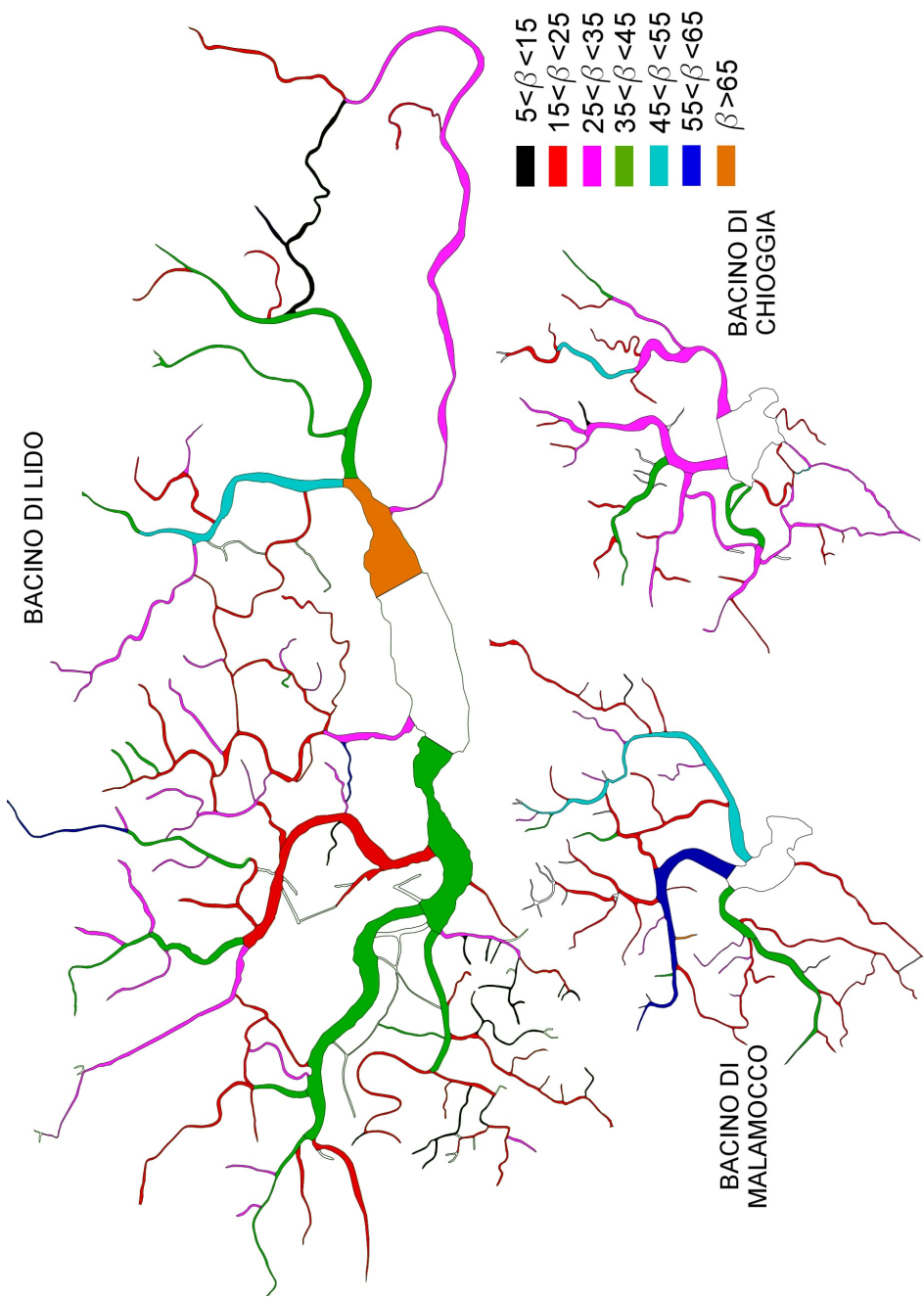


Figura 5.9: Distribuzione dei β_{medio} in laguna di Venezia al tempo di A. Dénaix.

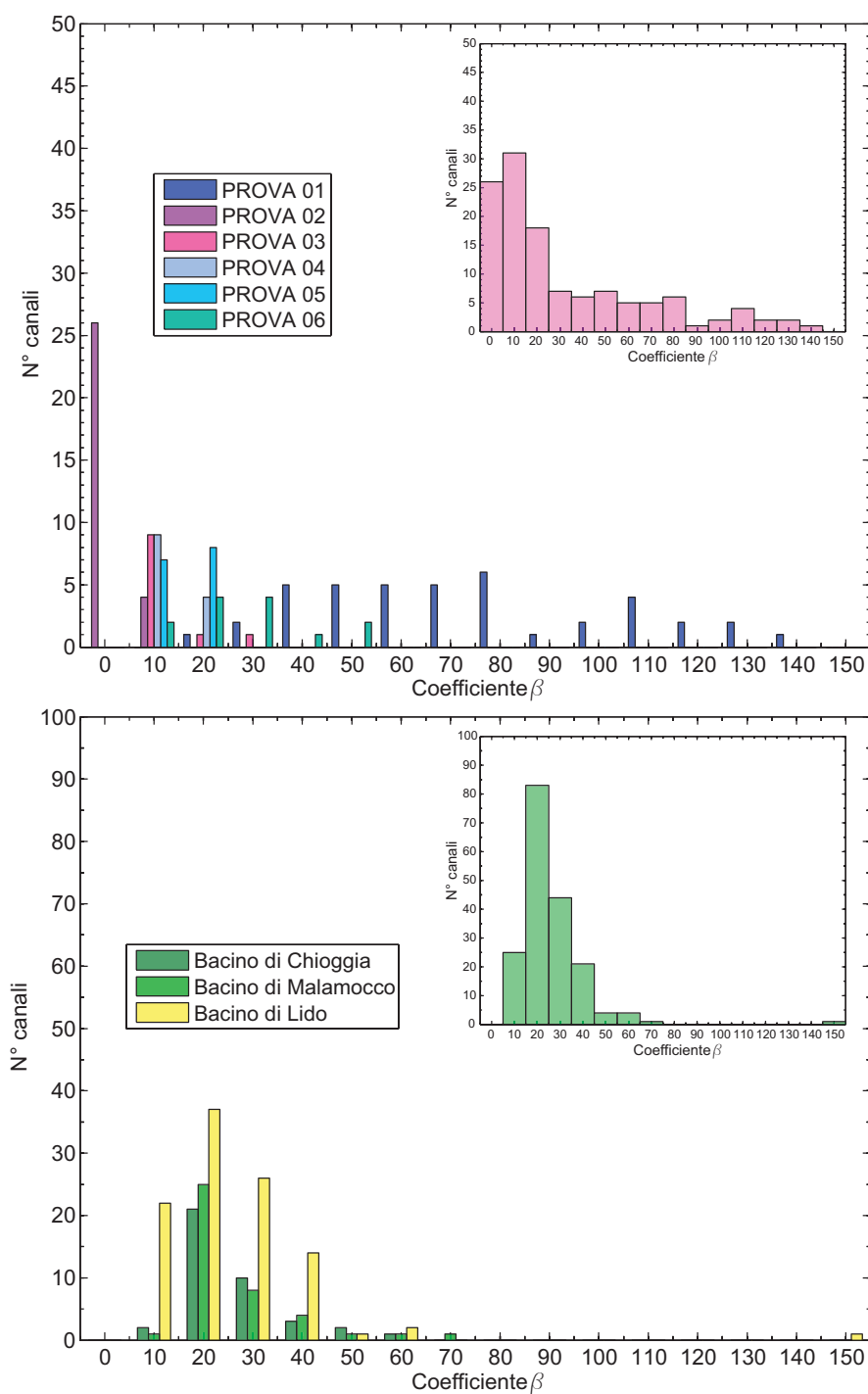


Figura 5.10: Confronto tra la distribuzione statistica dei β_{medio} dei canali generati in laboratorio opportunamente scalati per lo scenario microtidal (in alto) e la distribuzione statistica dei β_{medio} per i dati raccolti da A. Dénaix in laguna di Venezia nei primi anni dell'Ottocento (in basso).

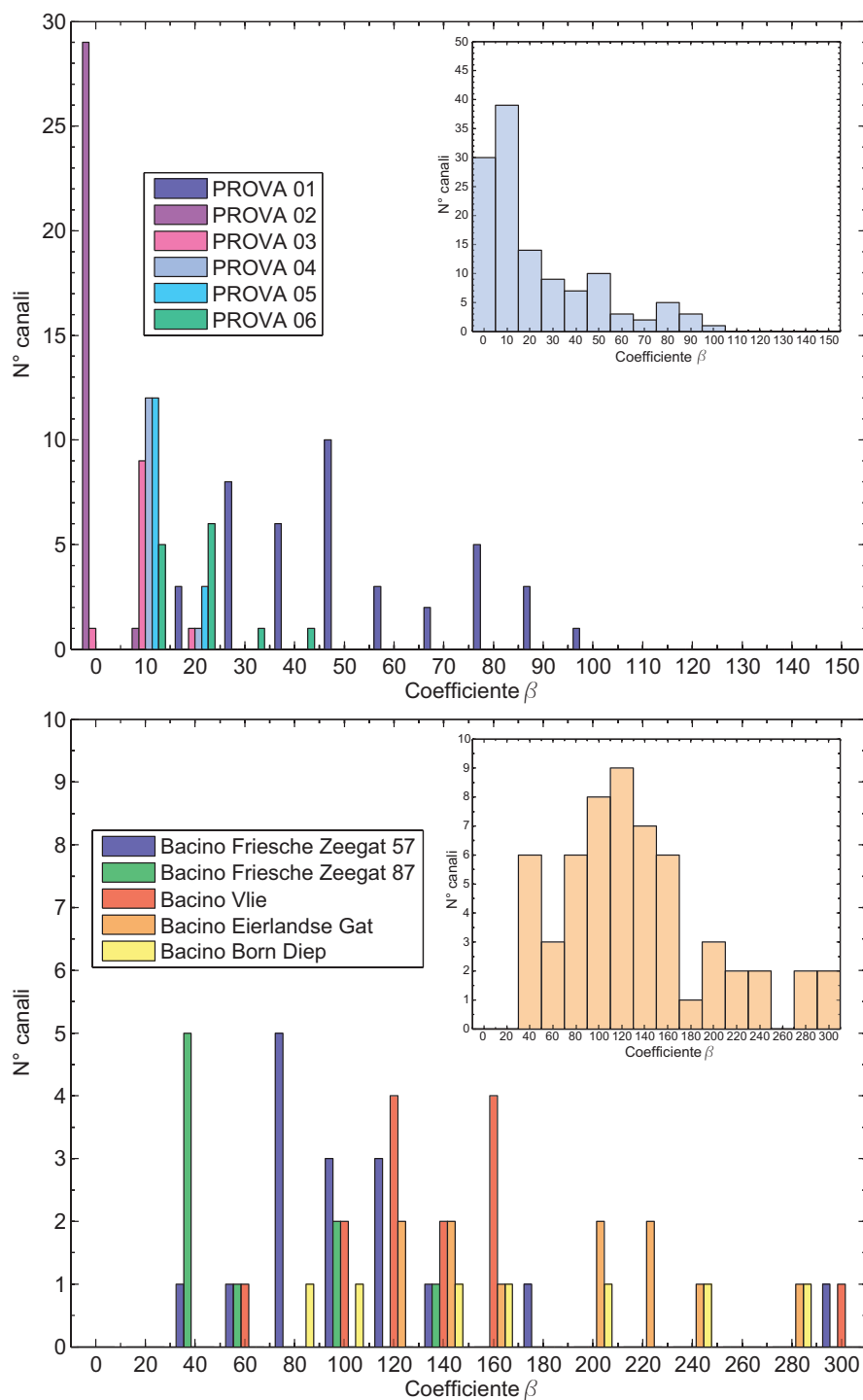


Figura 5.11: Confronto tra la distribuzione statistica dei β_{medio} dei canali generati in laboratorio opportunamente scalati per lo scenario mesotidal (in alto) e la distribuzione statistica dei β_{medio} per i dati relativi al Dutch Wadden Sea disponibili in letteratura (Marciano *et al.*, 2005) (in basso).

Marani *et al.* (2003) hanno dimostrato che la distribuzione di probabilità delle lunghezze fuori rete, calcolata per diverse reti a marea osservate in campo, presenta tipicamente un decadimento esponenziale (Figura 5.12). Riportando la distribuzione di probabilità su un grafico semilogaritmico, l'inverso della pendenza della retta di interpolazione dei punti fornisce la lunghezza fuori rete media ℓ_{media} per ogni rete e/o canale analizzati.

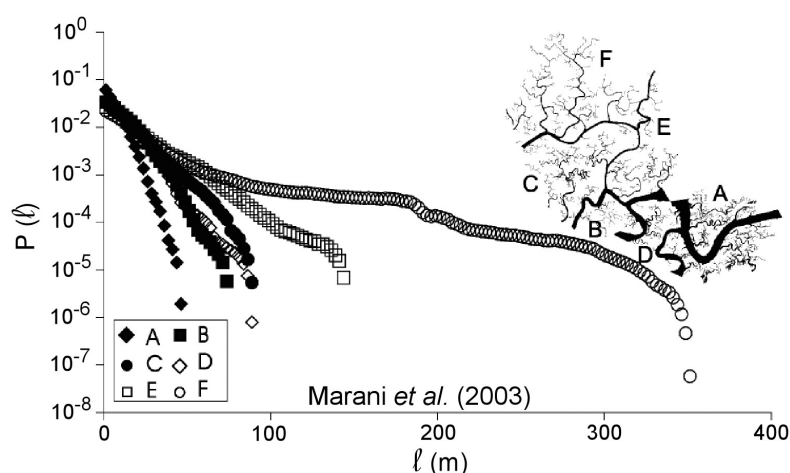


Figura 5.12: Distribuzione di probabilità delle lunghezze fuori rete calcolata per la barena di Pagliaga, in laguna di Venezia, da Marani *et al.* (2003).

La Figura 5.13 mostra il confronto tra le distribuzioni di probabilità delle lunghezze fuori rete adimensionalizzate calcolate per le diverse configurazioni di equilibrio delle reti a marea generate in laboratorio illustrate in Figura 5.1. Le reti sperimentali mostrano la medesima distribuzione di probabilità esponenziale espressa dalle reti a marea reali.

La lunghezza media fuori rete varia apprezzabilmente da esperimento a esperimento (Figura 5.13). Questa considerevole variabilità è osservabile anche tra siti adiacenti in ambienti a marea reali (Marani *et al.*, 2003).

Nella valutazione dei dati di laboratorio si deve evidenziare che la rete generatasi nel corso della prova 4 presenta una lunghezza fuori rete media apprezzabilmente diversa da quella delle prove 3, 5 e 6, nonostante le forzanti mareali siano le stesse in tutti e quattro gli esperimenti. Escludendo la prova 3, caratterizzata da uno sviluppo della rete fortemente asimmetrico, causato da una leggera pendenza laterale iniziale del fondo, e quindi da un allungamento particolarmente pronunciato dei canali, le prove 5 e 6 sono proseguite per un numero di cicli superiore a quello della prova 4, favorendo un ulteriore sviluppo della rete di canali.

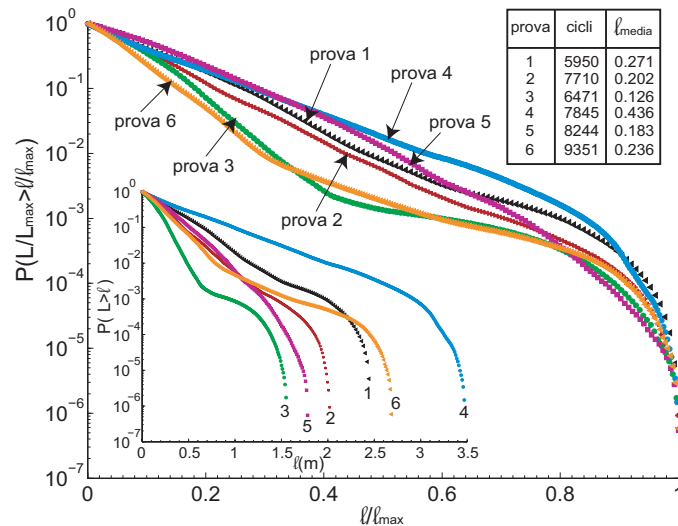


Figura 5.13: Distribuzione di probabilità delle lunghezze fuori rete adimensionalizzate per le reti di canali osservate alla fine di ogni esperimento, normalizzate mediante la massima lunghezza fuori rete. Nella finestra è illustrata la distribuzione di probabilità delle lunghezze fuori rete dimensionali. In figura è anche riportata una tabella riassuntiva della lunghezza fuori rete media calcolata per ogni esperimento.

Inoltre, la distribuzione di probabilità delle lunghezze fuori rete presenta una notevole variabilità da canale a canale, sia che i canali facciano parte di una medesima prova sperimentale, sia che appartengano a prove sperimentali diverse. Questo tipo di analisi è stata condotta su alcuni canali che costituiscono le configurazioni di equilibrio delle reti generate al termine delle prove 3 e 4 (Figura 5.14), per le notevoli differenze di sviluppo planimetrico che presentano le reti dei due esperimenti. In generale, molti dei canali della prova 4 si caratterizzano per un bacino di afferenza maggiore e per percorsi di drenaggio più lunghi rispetto a quello dei canali della prova 3. Tuttavia, i canali della prova 3 hanno più o meno la stessa lunghezza fuori rete media, mentre i canali della prova 4 presentano ℓ_{media} molto diverse tra loro: i canali 1, 2 e 3 della prova 4 sono gli unici a presentare una ℓ_{media} che si avvicina abbastanza a quella dei canali della prova 3.

L'evidenza sperimentale, infine, mostra che all'aumentare dei cicli di marea la rete sperimenta una riduzione della ℓ_{media} . In Figura 5.15 è riportato un esempio di evoluzione nel tempo delle distribuzioni di probabilità delle lunghezze fuori rete, che si riferisce a due configurazioni intermedie e alla configurazione finale della rete di canali generatesi nel corso della prova 4. Nell'esempio riportato, infatti, la ℓ_{media} è pari a 60 cm dopo 1408 cicli di marea, a 52 cm dopo 2522 cicli e a 44 cm per la configurazione della rete ottenuta dopo 7850 cicli.

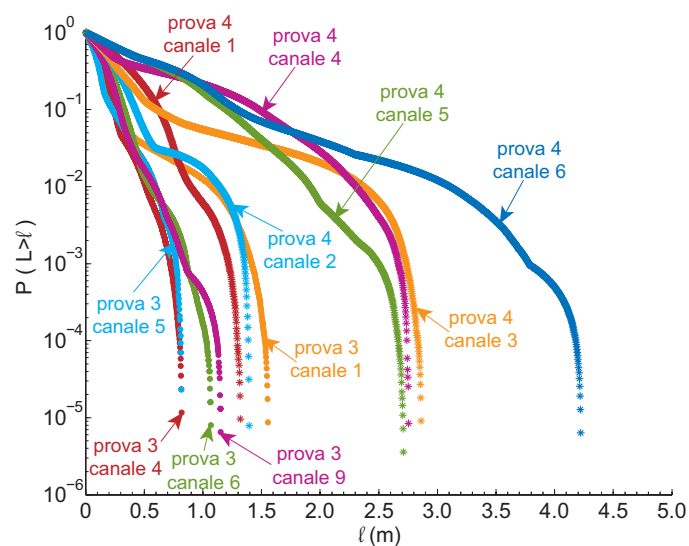


Figura 5.14: Distribuzione di probabilità delle lunghezze fuori rete calcolate per i singoli canali delle configurazioni di equilibrio ottenute al termine delle prove 3 e 4.

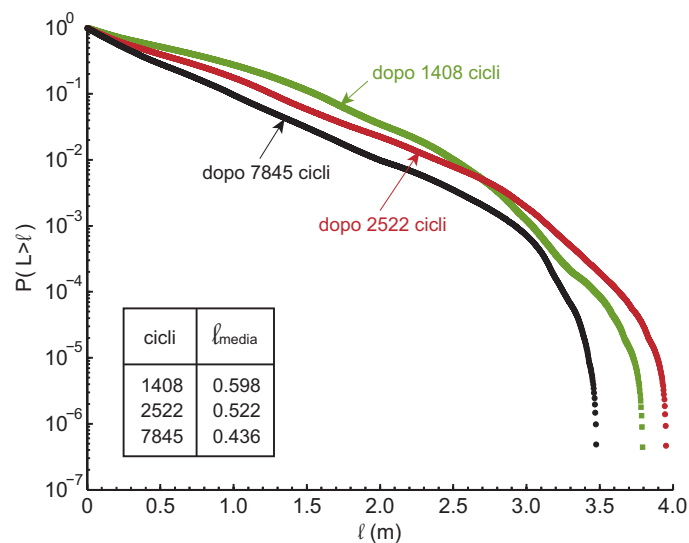


Figura 5.15: Distribuzione di probabilità delle lunghezze fuori rete calcolata in tre diversi istanti di evoluzione della rete generatasi nel corso della Prova 4.

APPLICAZIONE DELLA LEGGE DI O'BRIEN-JARRETT-MARCHI

6.1 INTRODUZIONE ALLA LEGGE DI O'BRIEN-JARRETT-MARCHI

Nel lungo periodo l'equilibrio morfologico di una laguna è controllato dallo scambio netto di sedimenti tra il bacino e il mare. La valutazione di questo scambio avviene generalmente in corrispondenza delle sezioni di controllo del bacino, ovvero alle bocche, dove la sezione trasversale si adatta alle condizioni idrodinamiche e di trasporto dei sedimenti. Nei primi tentativi condotti, la relazione utilizzata per accoppiare processi idrodinamici e morfodinamici alla bocca di un bacino a marea è stata di tipo empirico e associava la sezione trasversale minima alla bocca, Ω , al prisma di marea di sizigie (marea astronomica massima), P , nel seguente modo:

$$\Omega = k \cdot P^\alpha \quad (6.1)$$

dove l'esponente α variava sulla base dell'esperienza tra 0.84 e 1.10 (O'Brien, 1931, 1969; Jarrett, 1976). Tale relazione, nota come "legge di O'Brien-Jarrett", tenta di esprimere in modo semplice il complesso legame che intercorre tra le caratteristiche morfologiche dei canali di bocca e le caratteristiche idrodinamiche complessive del campo di moto. Essa risulta essere stata applicata con riferimento sia alle sezioni delle bocche a mare sia alle sezioni dei canali interni (O'Brien, 1931, 1969; Jarrett, 1976; Bruun, 1978; Friedrichs, 1995; de Swart e Zimmerman, 2009; D'Alpaos *et al.*, 2010).

Diversi autori (Ecoffier, 1940; Krishnamurthy, 1977; Marchi, 1990; Hughes, 2002) hanno cercato di dimostrare da un punto di vista teorico la consistenza di una relazione del tipo 6.1 rispetto al problema enunciato per le bocche di un bacino a marea, assumendo che la marea fosse sinusoidale e che all'equilibrio il massimo sforzo tangenziale al fondo potesse essere rappresentato dallo sforzo tangenziale critico di incipiente movimento dei sedimenti.

In particolare, le analisi di Krishnamurthy (1977) e di Hughes (2002) si basano sulla definizione di un profilo di velocità, che è poi integrato sulla sezione alla bocca, allo scopo di calcolare la portata fluente ed, eventualmente, il prisma di marea. Sebbene Krishnamurthy (1977) ipotizzi un profilo di velocità logaritmico e Hughes (2002) lo descriva mediante una legge di potenza con esponente $1/8$, entrambi gli autori pervengono nelle loro analisi a una relazione del tipo 6.1, in cui l'esponente α è pari a 1 e a $8/9$ rispettivamente.

L'espressione ricavata da Hughes (2002) evidenzia la necessità di tener conto di un "effetto scala" nel caso dei modelli fisici, introducendo al riguardo il concetto di "prisma modificato". Tale grandezza è ottenuta premoltiplicando il prisma di marea P per un coefficiente C_I e consente di pervenire alla seguente relazione:

$$\Omega_e = 0.65k_\alpha (C_I \cdot P)^{8/9} = 0.65k_\alpha \left\{ \left[\frac{W^{1/8}}{(g(S_S - 1))^{1/2} d_e^{3/8} T} \right] P \right\}^{8/9} \quad (6.2)$$

nella quale Ω_e rappresenta la sezione di equilibrio alla bocca, k_α è un coefficiente determinato attraverso regressione lineare dei dati, W la larghezza della bocca, g e S_S sono rispettivamente l'accelerazione di gravità e la gravità specifica dei sedimenti, d_e è il diametro medio dei sedimenti e T è il periodo della marea. L'equazione 6.2 dimostra l'insufficienza delle relazioni empiriche con struttura simile alla 6.1 per interpretare i dati derivanti da modelli fisici in scala, in quanto evidenzia l'importanza che riveste il periodo della marea, T , nella determinazione di Ω_e .

Marchi (1990) ha affrontato il problema considerando un bacino a marea schematico collegato con il mare attraverso un canale di bocca rettilineo di sezione rettangolare, all'interno del quale ha imposto che la propagazione della marea fosse caratterizzabile con un moto unidimensionale. Nell'ipotesi di bacino sufficientemente corto, per poterlo assumere oscillante staticamente con superficie libera orizzontale istante per istante, l'esponente α della 6.1 risulta pari a $6/7$. Per questo motivo, D'Alpaos *et al.* (2010) hanno proposto di definire questa relazione "legge di O'Brien-Jarrett-Marchi".

Nel presente lavoro i dati di letteratura analizzati da O'Brien-Jarrett sono completati con l'aggiunta dei dati relativi ad alcune lagune dell'Alto Adriatico, in particolare la laguna di Venezia e le lagune del delta del Po, indagate per gli aspetti idrodinamici attraverso l'applicazione di un modello numerico bidimensionale propagatorio agli elementi finiti.

Utilizzando le relazioni teoriche proposte in letteratura, si fornirà una interpretazione dei dati raccolti da O'Brien-Jarrett, e di quelli ricavati per le lagune dell'Alto Adriatico, aggiungendo ad essi i dati sperimentali raccolti su modello fisico in scala ridotta da diversi autori (Mayor-Mora, 1973; Byrne *et al.*, 1980; Seabergh *et al.*, 2001) e più recentemente nel corso delle esperienze di laboratorio che sono oggetto della presente tesi.

6.2 APPLICAZIONE ALLE RETI GENERATE IN LABORATORIO

Il bacino lagunare riprodotto mediante l'apparato sperimentale è sufficientemente "corto" da poter ipotizzare che la propagazione della marea al suo interno avvenga in condizioni "statiche". Pertanto, nota la quota del pelo libero in ogni punto della laguna, il prisma di marea è calcolabile come:

$$P = \int_S [h_{\max}(x) - \max(z(x), h_{\min}(x))] dx \quad (6.3)$$

dove S rappresenta la superficie del bacino lagunare, $h_{\max}$ e $h_{\min}$ sono rispettivamente i livelli massimo e minimo di marea in ogni punto del bacino e $\max(z(x), h_{\min}(x))$ è il massimo locale tra la quota del fondo $z(x)$ e il minimo livello di marea $h_{\min}(x)$.

Nell'apparato sperimentale la nascita e lo sviluppo della rete a marea sono strettamente connesse alla perdita netta di sedimenti verso il mare. Come già introdotto al Capitolo 4, la progressiva erosione del bacino produce una graduale riduzione della quota media del fondo (Figura 4.9); da ciò si deduce che, mantenendo costante il livello medio di propagazione, il prisma incrementa progressivamente all'aumentare dei cicli di marea. In Figura 6.1 è rappresentato l'incremento del prisma al progredire dei cicli di marea per le prove 3, 4 e 5, in cui tutti i parametri di marea sono stati mantenuti costanti nel corso degli esperimenti, e per la prova 6, in cui è stato variato solo il livello medio di propagazione. Come risulta evidente dal grafico, in tutti gli esperimenti, dopo un certo numero di cicli variabile da prova a prova, il prisma di marea raggiunge un valore costante. Infatti, fintanto che le quote del fondo sono comprese nell'intervallo di variazione di quota dei livelli di marea, il prisma è per una parte concentrato all'interno della rete di canali, per cui, secondo l'equazione (6.3), il valore del prisma dipende da $z(x)$; quando, però, per effetto dei processi erosivi, la quota del fondo in ogni punto del bacino è inferiore al minimo livello di marea $h_{\min}(x)$, nel bacino lagunare si è già instaurata una sorta di *sheet flow* e il prisma assume da quell'istante in poi un valore costante che non dipende più dalla quota locale del fondo $z(x)$.

In Figura 6.2 valori del prisma P e sezione trasversale alla bocca Ω , relativi alle reti sperimentali, sono inseriti nel grafico logaritmico $P - \Omega$ proposto a suo tempo da Jarrett (1976). Il grafico evidenzia un comportamento diverso per le prove sperimentali in cui i parametri di marea sono stati mantenuti costanti rispetto alle prove in cui sono state apportate continue variazioni alle forzanti mareali.

In particolare, i punti relativi alle prove 3, 4, 5 e 6 indicano il raggiungimento in breve tempo di un valore del prisma di marea molto vicino

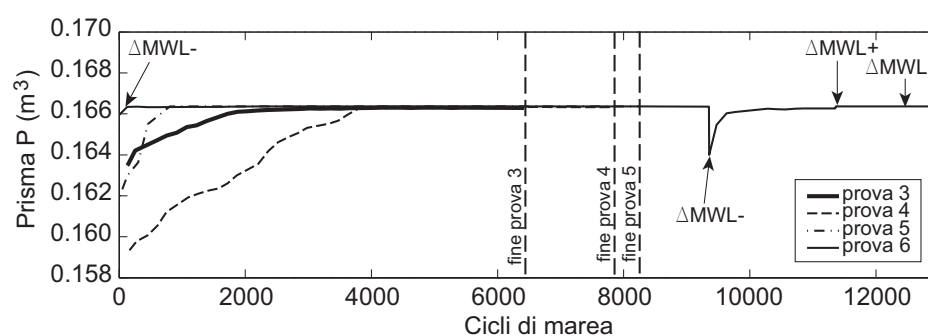


Figura 6.1: Variazione del prisma di marea al progredire dei cicli di marea per gli ultimi quattro esperimenti condotti in laboratorio, in cui sono stati mantenuti costanti l'ampiezza e il periodo dell'onda di marea assegnati all'inizio delle prove sperimentali. Significato dei simboli: $\Delta\text{MWL}\pm$ = incremento/riduzione del livello medio di propagazione della marea.

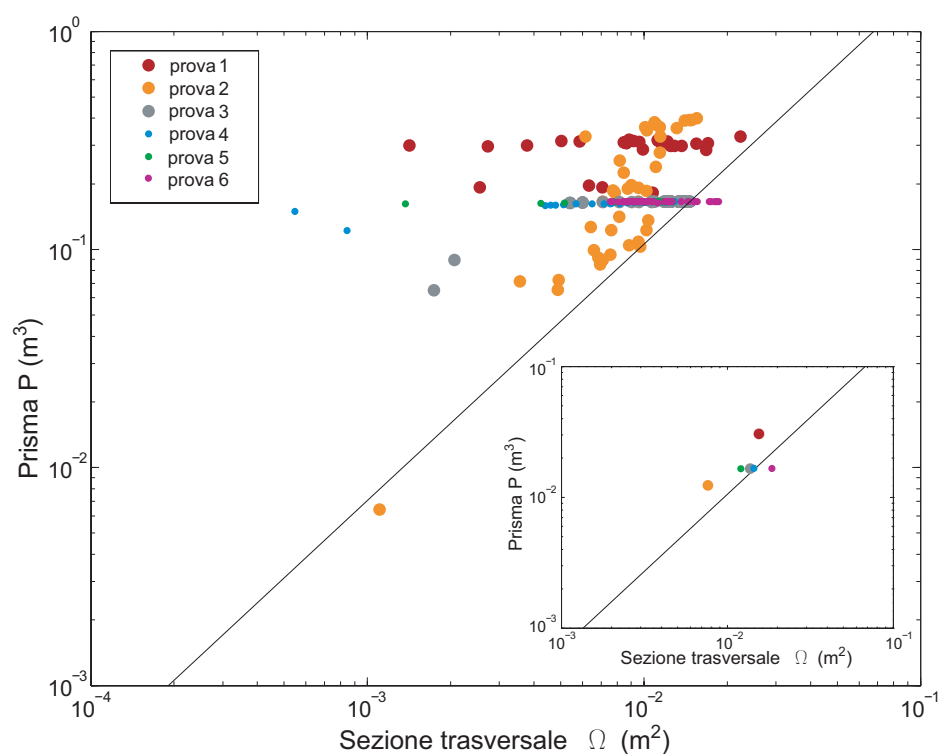


Figura 6.2: Evoluzione della legge di O'Brien-Jarrett per le reti generate in laboratorio. La retta riportata in figura indica la pendenza della legge individuata da Jarrett (1976) per regressione lineare dei dati appartenenti a 162 lagune costiere degli Stati Uniti. Nella finestra sono riportati i punti sperimentali relativi alle configurazioni di equilibrio delle reti ottenute al termine di ogni esperimento.

a quello massimo, mentre la sezione trasversale incrementa progressivamente fino a raggiungere un valore di equilibrio. Inoltre i punti finali delle tre prove sono molto vicini tra loro, in quanto caratterizzati dalle stesse forzanti mareali e, di conseguenza, da valori molto simili di prisma e sezione trasversale.

I punti relativi alle prove 1 e 2, invece, evidenziano vistose oscillazioni dei valori di prisma e sezione trasversale, dovute alle continue variazioni dei parametri di marea. In particolare, da un'analisi più dettagliata del grafico in Figura 6.2 emerge che:

- la riduzione di livello medio e/o di ampiezza dell'onda di marea comporta una riduzione del prisma e della sezione trasversale alla bocca, mentre l'aumento di livello medio e/o di ampiezza dell'onda comporta un aumento sia del prisma che della sezione trasversale alla bocca;
- la diminuzione o l'aumento del periodo dell'onda di marea nelle due prove produce sempre rispettivamente una riduzione o un aumento del prisma di marea, mentre la sezione trasversale alla bocca continua ad aumentare al progredire dei cicli di marea.

In Figura 6.3 sono rappresentati due esempi di variazione di P e Ω causati da una rapida modifica di alcune forzanti mareali. In particolare, il grafico evidenzia gli effetti prodotti da una lieve (prova 1) e da una più consistente (prova 2) riduzione del livello medio di propagazione della marea, che si esplica con una diminuzione sia del prisma che della sezione trasversale, e dal successivo aumento del livello medio, da cui consegue un aumento sia di P che di Ω .

6.3 APPLICABILITÀ DELLA LEGGE ALLE LAGUNE DELL'ALTO ADRIATICO

Come si è già ricordato, i dati analizzati da O'Brien (1931, 1969) e da Jarrett (1976) sono integrati con i dati relativi alle lagune dell'Alto Adriatico, in particolare la laguna di Venezia e le lagune del delta del Po, che risultano apprezzabilmente diverse da quelle analizzate da O'Brien-Jarrett nei loro lavori.

Per la laguna di Venezia, accanto alla configurazione attuale, sono considerate le situazioni del passato descritte dai rilievi batimetrici disponibili a partire dai primi anni dell'800 (Figura 6.4). Come è noto, negli ultimi due secoli la laguna di Venezia ha subito importanti interventi antropici, responsabili di profonde modificazioni morfologiche dell'ecosistema lagunare, che sono ampiamente documentate in letteratura (Carniello *et al.*, 2009; D'Alpaos, 2010a). Tra gli interventi più invasivi si

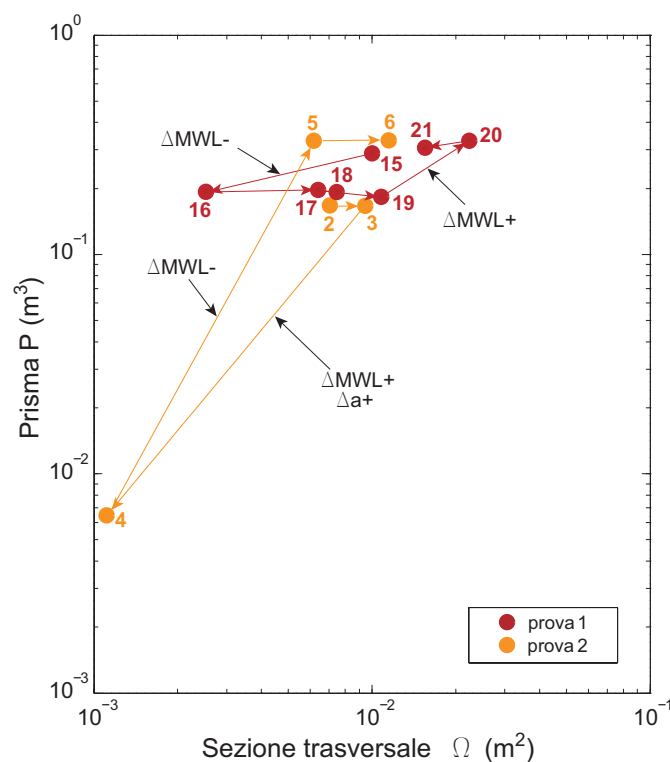


Figura 6.3: Particolare del grafico in Figura 6.2, con evidenziati gli effetti prodotti sul prisma di marea e sulla sezione trasversale alla bocca dalla variazione del livello medio di propagazione. I punti nel grafico sono associati al corrispondente numero progressivo della relativa scansione.

ricordano la costruzione dei moli alle bocche di porto e lo scavo dei grandi canali navigabili, Vittorio Emanuele III (1925) e Malamocco-Marghera (1966-1968), che ne hanno profondamente modificato i caratteri idrodinamici (D'Alpaos, 2003; Stefanon, 2007), influenzando sul suo equilibrio morfologico e modificando inevitabilmente sia il prisma di marea sia le sezioni alle bocche di porto. Le variazioni subite dal prisma di marea e dalle sezioni alle bocche sono analizzate in cinque diversi momenti dell'evoluzione storica della laguna di Venezia, nel tentativo di evidenziare come il suo bacino si sia adattato agli interventi attuati e quale sia la condizione attuale delle sue bocche in rapporto alle condizioni del passato.

I dati così ricavati sono stati integrati con quelli relativi a cinque lagune del delta del Po (Figura 6.5). Si tratta in questo caso di bacini a marea di estensione molto più piccola della laguna di Venezia (400 ÷ 500 km²), essendo dell'ordine della decina di km², caratterizzati da profondità relativamente modeste (mediamente comprese tra 1 e 2 m) e soggetti peraltro, come la laguna di Venezia, ad apprezzabili escursioni di marea

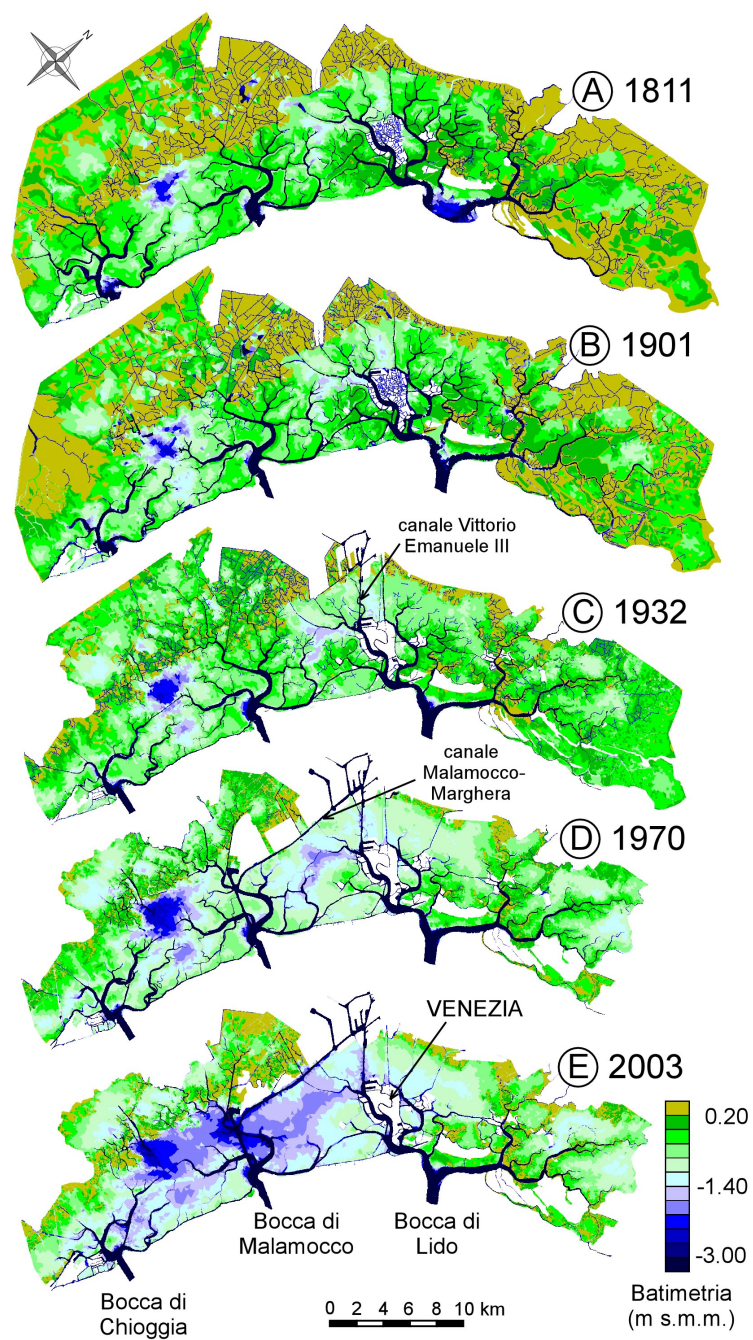


Figura 6.4: Batimetria a scala di colori della laguna di Venezia nel (A) 1811, (B) 1901, (C) 1932, (D) 1970 e (E) 2003. Le quote del fondo sono espresse in m sul medio mare (m s.m.m.) e sono riferite al livello medio che il Mare Adriatico aveva nell'anno del rilievo considerato.

(circa 1 m) durante i periodi di sizigie.

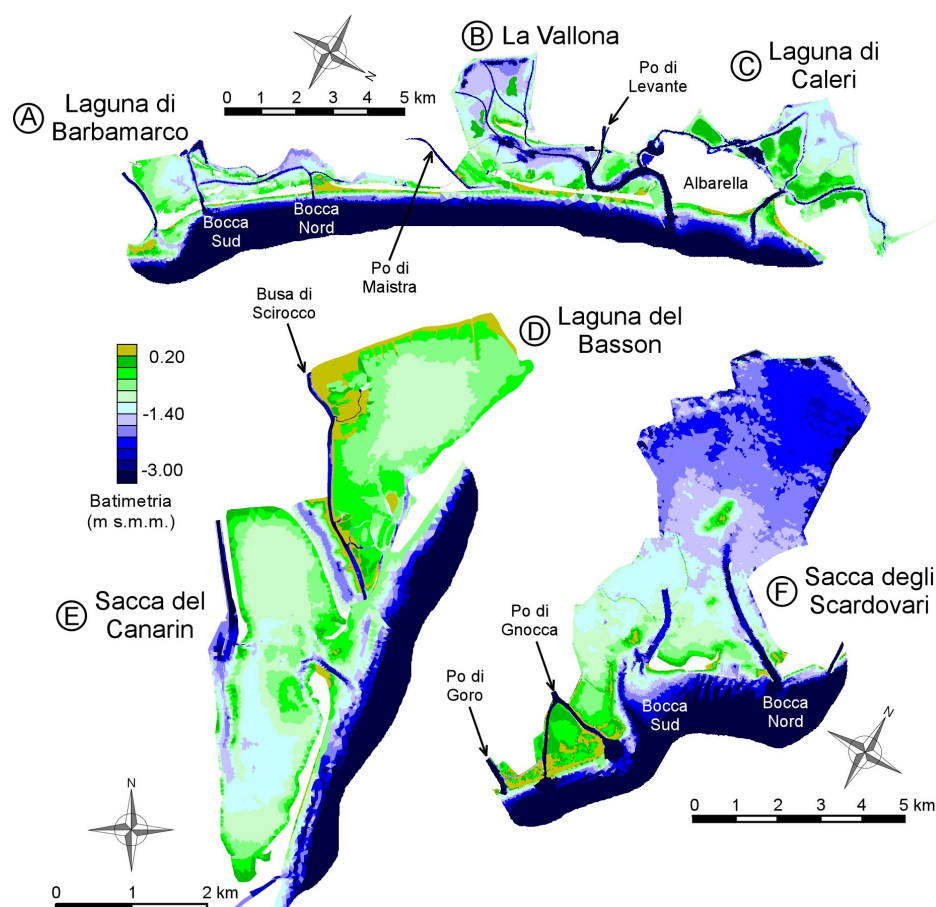


Figura 6.5: Batimetria a scala di colori delle lagune del delta del Po. (A) Laguna di Barbamarco. (B) La Vallona. (C) Laguna di Caleri. (D) Laguna del Basson. (E) Sacca del Canarin. (F) Sacca degli Scardovari.

6.3.1 Descrizione dei dati e metodologie di analisi

I dati batimetrici utilizzati per la costruzione dei reticoli di calcolo dei modelli matematici implementati per le diverse lagune considerate nel presente contributo provengono da fonti differenti.

Per quanto riguarda la laguna di Venezia, la sua evoluzione storica è stata descritta facendo riferimento a cinque differenti configurazioni morfologiche del suo bacino (Figura 6.4).

Due di tali configurazioni (1811, 1901) sono state ricavate da carte idrografiche storiche, mentre le più recenti (1932, 1970 e 2003) sono state ricostruite utilizzando rilievi più moderni e di maggiore dettaglio.

Il primo rilievo topografico generale della laguna di Venezia risale al 1809-1811 (Denaix, 1811). La carta, pur non fornendo indicazioni sulle profondità delle zone d'acqua e sulle quote delle superfici di barena allora esistenti, che sono comunque oggetto di una buona rappresentazione planimetrica, costituisce un primo attendibile termine di paragone per evidenziare le modificazioni morfologiche intervenute nei successivi due secoli, durante i quali sono stati portati a termine da parte dell'uomo una serie di interventi di grande impatto sul sistema lagunare.

Informazioni di carattere generale sulle profondità delle zone d'acqua e sulle quote delle barene all'inizio del secolo scorso in tutta la laguna, oltre che sui fondali della rete di canali che solca la laguna, sono deducibili dalla carta idrografica del 1901, risultante dai rilievi eseguiti a cura del Genio Civile di Venezia nel periodo 1897-1901, quando la bocca di Malamocco era già stata armata con moli da circa trent'anni e l'analogo intervento sulla bocca di Lido era stato ultimato da appena una decina d'anni.

La carta idrografica del 1932 sintetizza i rilievi batimetrici generali dell'intera laguna, eseguiti per la maggior parte sul finire degli anni venti, quando il canale Vittorio Emanuele era stato da poco tempo scavato (1925) e tutte e tre le bocche di porto erano state armate con moli. I rilievi, di grande dettaglio, sono restituiti in 136 tavolette alla scala 1:5000, che descrivono in modo accurato la geometria e i fondali di tutte le forme lagunari caratteristiche (canali, bassifondi e barene).

Con analoga impostazione ed analogo dettaglio, dopo la marea eccezionale del 1966, è stata realizzata la carta idrografica che sintetizza i rilievi topografici eseguiti nel periodo 1969-1972 sull'intera laguna, in anni in cui il canale Malamocco-Marghera era stato da poco ultimato.

Per le batimetrie più recenti (2003) il rilievo plano-altimetrico della laguna è stato realizzato con tecniche differenti (multibeam, single beam, GPS, ortofoto, rilievo topografico diretto) allo scopo di ottenere risultati accurati in ogni intervallo di variazione di quota (Consorzio Venezia Nuova-Technital, 2004).

Infine, per quanto riguarda le lagune del delta del Po, i rispettivi reticoli di calcolo sono stati predisposti integrando le informazioni deducibili da rilievi batimetrici storici, ortofoto, Carta Tecnica Regionale e rilievi topografici eseguiti in anni recenti, resi disponibili dal Consorzio di Bonifica Delta Po Adige (Figura 6.5).

Nel caso delle lagune dell'Alto Adriatico il campo di moto idrodinamico è stato ricostruito mediante l'applicazione del modello idrodinamico bidimensionale agli elementi finiti introdotto al Capitolo 4 (D'Alpaos e Defina, 1995; Defina, 2000; D'Alpaos e Defina, 2007; Carniello *et al.*, 2005).

Una volta risolto il campo di moto idrodinamico, il prisma di marea P scambiato tra il mare e il bacino lagunare attraverso una bocca di porto

è calcolabile come

$$P = \int_{t_2}^{t_1} Q(t) dt \quad (6.4)$$

essendo Q la portata fluente attraverso la sezione trasversale della bocca stessa nel tempo e t_1 e t_2 i due istanti di riferimento per il calcolo dell'integrale. Per tutte le configurazioni lagunari analizzate la scelta della sezione per il calcolo della portata, e di conseguenza anche quella per la determinazione dell'area minima Ω , è stata fatta coincidere con quella che si stacca nel punto in cui i lidi o i moli foranei risultano più vicini tra loro.

Il criterio introdotto considera il volume d'acqua effettivamente scambiato tra il mare aperto e il bacino lagunare controllato da una determinata bocca, rendendo il metodo vantaggioso nelle lagune poste in comunicazione con il mare attraverso più bocche, in quanto esso tiene implicitamente conto dello spostamento del partiacque tra i bacini controllati dalle diverse bocche durante le varie fasi di propagazione della marea (D'Alpaos, 1992; Stefanon, 2007; D'Alpaos, 2010a).

6.3.2 Influenza degli interventi antropici sul prisma di marea scambiato dalle bocche della laguna di Venezia

I confronti tra le diverse configurazioni morfologiche storiche della laguna di Venezia sono stati condotti assumendo in mare, lungo la frontiera esterna del reticolo di calcolo, una marea sinusoidale con carattere semidiurno (periodo di 12 ore), oscillante attorno al livello medio del mare e dell'ampiezza (distanza tra colmo e cavo) di 1.00 m. Si tratta di una marea che, sia pure schematicamente, riproduce per la laguna di Venezia le condizioni tipiche dei normali periodi di sizigie.

I risultati ottenuti dal calcolo per il prisma di marea relativo alle sezioni alle bocche sono sintetizzati in Figura 6.6.

Il confronto tra la laguna del 1811 e quella del 1901 evidenzia come la costruzione dei moli alla bocca di Malamocco (1839-1872) abbia aumentato il prisma di marea scambiato con il mare (Figura 6.6), riducendo nello stesso tempo il prisma di marea scambiato sia attraverso la bocca di Chioggia sia attraverso la bocca di Lido. L'incremento del prisma di marea alla bocca di Malamocco, associato alla contemporanea riduzione della sezione della bocca stessa (Figura 6.6), fa pensare a un incremento della superficie lagunare controllata a discapito della superficie controllata dalle bocche di Chioggia e di Lido, per le quali si riduce sia il volume d'acqua scambiato con il mare (Figura 6.6) sia la sezione trasversale (Figura 6.6). Per la bocca di Chioggia la riduzione del prisma di marea è apprezzabile e trova una spiegazione ulteriore nella minore superficie lagunare afferente alla bocca stessa, a causa dell'interrimento

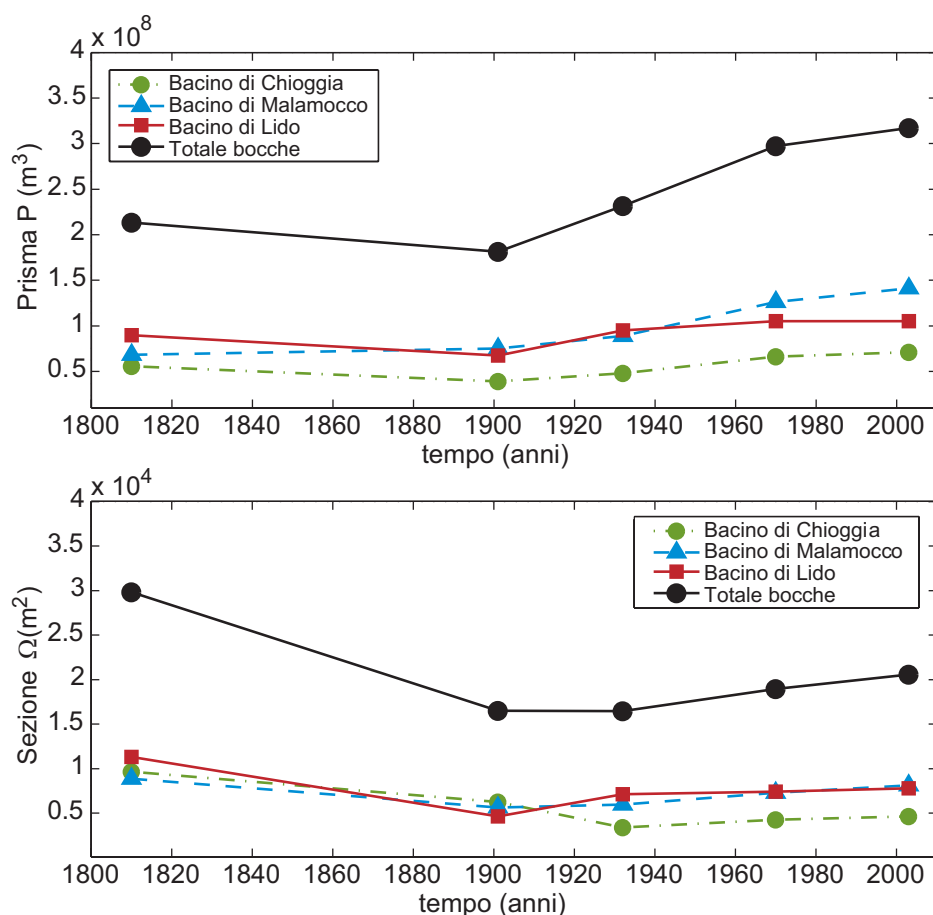


Figura 6.6: Andamento nel tempo del valore medio del prisma scambiato con il mare durante le fasi di flusso e riflusso della marea (sopra) e della sezione trasversale alla bocca (sotto).

di ampi specchi d'acqua ad opera del Fiume Brenta durante il periodo della sua temporanea reintroduzione in laguna tra il 1840 e il 1896 (D'Alpaos, 2010a).

La costruzione dei moli alla bocca di Lido, conclusa nel 1892 riunendo in un unico varco le preesistenti foci di Treporti, S. Erasmo e S. Nicolò, ha a sua volta ridotto la sezione complessiva della bocca stessa (Figura 6.6), producendo inizialmente una parallela diminuzione del prisma di marea (Figura 6.6).

Gli effetti dell'intervento operato su questa bocca emergono, tuttavia, solo qualche anno dopo e risultano evidenti già per la laguna del 1932, per la quale cominciano a farsi sentire anche le conseguenze dello scavo del Canale Vittorio Emanuele III (1925) e del completamento degli interventi di costruzione dei moli alla bocca di Chioggia (1910-1934). Per la laguna del 1932, infatti, si osserva un incremento della sezione della bocca di Malamocco e, con maggiore incidenza, della bocca di Lido

(Figura 6.6). Per contro la sezione della bocca di Chioggia tende a ridursi, a causa della restrizione imposta dalla costruzione dei moli appena completata (Figura 6.6). Ciononostante il prisma di marea attraverso la bocca di Chioggia tra il 1901 e il 1932 va aumentando, a testimonianza del fatto che nel periodo di tempo considerato si verificano, nella parte di bacino dominata da questa bocca, ma non solo, importanti modificazioni del dinamismo della propagazione dell'onda di marea all'interno della laguna, che altera il ruolo relativo delle forze dissipative rispetto a quelle inerziali, e dell'estensione delle superfici liquide dominate, istante per istante, al variare del livello della marea. Sempre con riferimento alla laguna del 1932, l'effetto prodotto sul lungo periodo dalla costruzione dei moli alla bocca di Lido si può capire in modo evidente (Figura 6.6): aumenta il prisma di marea e si approfondisce la sezione, anche a causa della rimozione per dragaggio (1912) di quanto rimaneva dell'antica barra di foce formata da uno strato di argilla sovraconsolidata inerodibile ad opera delle sole correnti di marea (D'Alpaos, 2010a).

L'incremento del prisma di marea per tutte le bocche di porto a partire dai primi anni del '900, come conseguenza del citato dinamismo interno nella propagazione della marea, trova un importante riscontro nei fenomeni di erosione verticale dei fondali incominciato in misura apprezzabile proprio in questi anni. Si tratta di fenomeni che negli anni successivi hanno comportato un approfondimento generalizzato della laguna, le cui cause sono puntualmente descritte in D'Alpaos (2010b).

Tra il 1932 e il 1970 si osserva un ulteriore incremento sia del prisma di marea sia della sezione di tutte e tre le bocche di porto, con variazioni decisamente superiori del volume d'acqua scambiato dalla bocca di Malamocco rispetto a quello scambiato dalla bocca di Lido. Tale incremento è associato a un significativo spostamento verso Venezia del partiacque che divide i due bacini (D'Alpaos, 2010a), da collegare principalmente all'inserimento all'interno della laguna del grande canale navigabile Malamocco-Marghera.

Il Canale Malamocco-Marghera, scavato tra il 1964 e il 1970, è disposto nel suo tratto iniziale in diretta prosecuzione della bocca di Malamocco e interseca i grandi canali naturali che si dipartono dalla bocca stessa prima di compiere, all'altezza di Porto S. Leonardo, un'ampia curva e di assumere nella seconda parte del suo tracciato un andamento del tutto innaturale con direzione trasversale rispetto a quella degli altri canali (Figura 6.4). Anche a causa di tale andamento risulta di conseguenza profondamente modificata la propagazione della marea in tutta la laguna centrale, con pesanti riflessi negativi sull'evoluzione morfologica di questa importante parte del bacino lagunare (D'Alpaos, 2010b).

L'effetto dello scavo del canale diventa via via più evidente con lo scorrere del tempo ed è pienamente valutabile confrontando il comportamento idrodinamico della laguna del 1970, configurazione in cui l'opera era stata da poco ultimata, con quello della laguna del 2003. Emerge dal

confronto un incremento del prisma di marea scambiato dal bacino di Malamocco a discapito di quello di Lido, che si riduce, ed è associato ad un ulteriore spostamento verso Venezia del partiacque tra i due bacini (Figura 6.6).

Gli interventi complessivamente attuati nel bacino lagunare fino al 2003 hanno portato in definitiva a un approfondimento della bocca di Malamocco, la cui sezione liquida attuale, diversamente dal passato, supera ormai quella della sezione trasversale della bocca di Lido (Figura 6.6).

6.4 CONFRONTO TRA LE RETI A MAREA SPERIMENTALI E REALI

I dati relativi alle diverse configurazioni della laguna di Venezia descritte dai rilievi batimetrici a partire dai primi anni dell'800 (riferibili a estensioni di $400 \div 500 \text{ km}^2$), associati a quelli ricavabili per alcune lagune del delta del Po, che si distinguono per essere formate da bacini di ben più ridotta superficie ($10 - 30 \text{ km}^2$) e soprattutto per la presenza di fondali molto meno articolati, si prestano per formulare una qualche considerazione sull'applicabilità della legge di O'Brien-Jarrett a queste realtà, che sono apprezzabilmente diverse da quelle esaminate dagli autori citati nelle loro analisi. Valutando il prisma di marea per la laguna di Venezia nelle ipotesi già illustrate e per le lagune del delta del Po, assumendo alle bocche la medesima marea sinusoidale, i punti relativi a tutti i bacini costieri esaminati si collocano in generale nel diagramma in scala logaritmica $P - \Omega$ molto vicino alla retta di interpolazione lineare individuata a suo tempo da Jarrett (1976), risultando ampiamente compresi nell'intervallo di dispersione dei dati (confidenza al 95%) (Figura 6.7). Si discostano maggiormente i punti relativi alle bocche della laguna ottocentesca di Venezia, che si collocano più lontani dalla retta rispetto a quelli determinati per le configurazioni della laguna con bocche armate. Il risultato può trovare spiegazione nel fatto che nella laguna ottocentesca il prisma di marea, diversamente dalle situazioni più recenti, era fortemente condizionato nel suo valore dalla articolata morfologia dei fondali e dalla propagazione, che si esplicava con effetti importanti non solo sui ritardi di fase, ma anche sull'ampiezza locale dell'onda di marea.

Con riferimento all'espressione 6.1, interpolando linearmente i dati integrati con le lagune dell'Alto Adriatico, si ottengono per i parametri caratteristici della legge di O'Brien-Jarrett i valori $k = 1.71 \cdot 10^{-4} \text{ m}$ e $\alpha = 0.949 \pm 0.003$, che, seppure leggermente diversi da quelli originali, confermano la validità del risultato (Jarrett, 1976).

Come già osservato da Hughes (2002), la legge di O'Brien-Jarrett non

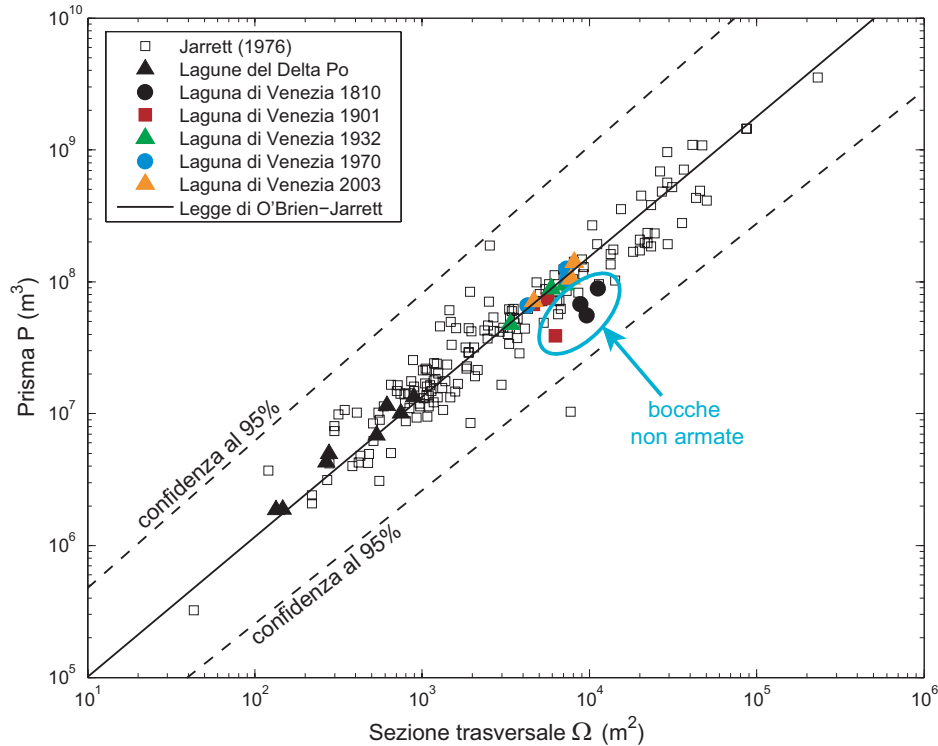


Figura 6.7: Grafico di Jarrett (1976) integrato con i punti relativi alle lagune dell'Alto Adriatico.

è, invece, in grado di interpretare in modo significativo i risultati ottenuti da esperienze condotte in laboratorio su modelli in scala ridotta (Figura 6.8). Ampliando anche a queste situazioni l'analisi, dati di laboratorio e dati riferibili a bacini naturali sono ben interpretati solo se si utilizza la formulazione (6.2), proposta da Hughes (2002), che può essere interpretata come una generalizzazione della legge di O'Brien-Jarrett (Figura 6.9). Tale relazione richiede l'introduzione, accanto al prisma di marea, di altri parametri caratteristici riferibili all'onda di marea (periodo), alla geometria del bacino (larghezza della bocca) e al tipo di sedimenti incoerenti presenti sui fondali (diametro medio e densità relativa).

Nel caso delle lagune dell'Alto Adriatico i sedimenti risultano di natura sabbiosa con diametri di circa $100 \div 150 \mu\text{m}$ lungo i canali portuali e i canali principali e limoso-argilloso con diametri di circa $30 \div 50 \mu\text{m}$ in corrispondenza dei bassifondi (Carniello *et al.*, 2008; Amos *et al.*, 2004). Per l'applicazione dell'equazione 6.2 a tali lagune, in prima approssimazione, si è assunto per tutte un diametro medio dei sedimenti $d_e = 50 \mu\text{m}$ e una densità relativa $S_s = 2.65$.

La regressione lineare su tutti i dati, relativi ai bacini naturali e ai modelli in scala ridotta, produce, con riferimento all'espressione (6.2), $k_\alpha = 1.29$, sostanzialmente in accordo con il risultato ($k_\alpha = 1.34$) individuato

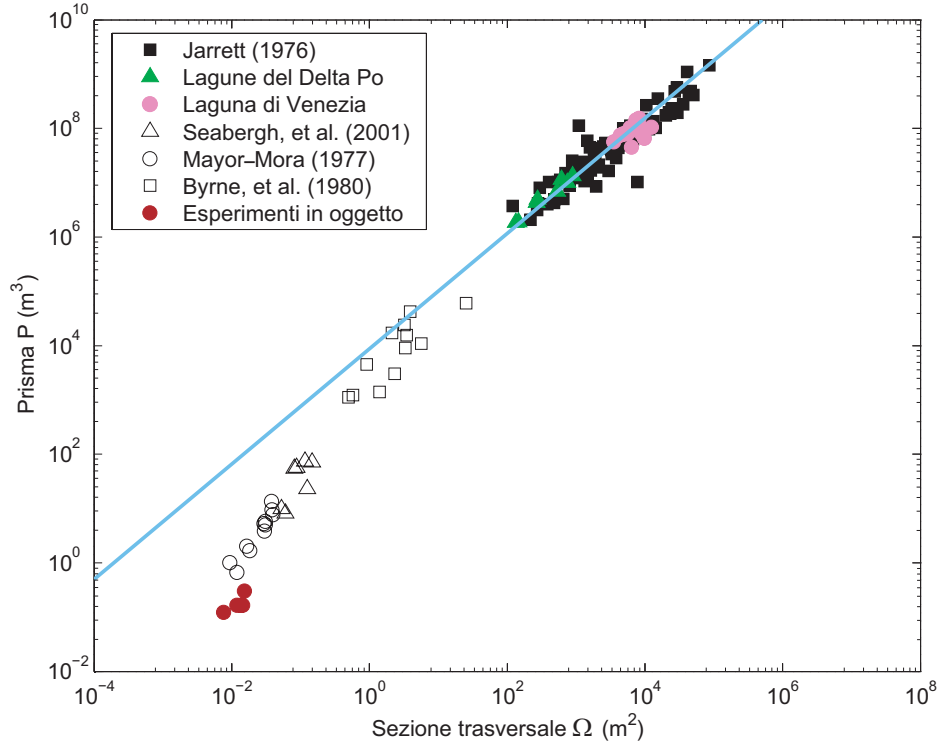


Figura 6.8: Grafico proposto da Jarrett (1976) integrato con i punti relativi alle lagune dell'Alto Adriatico, con i dati sperimentali disponibili in letteratura (Mayor-Mora, 1973; Byrne *et al.*, 1980; Seabergh *et al.*, 2001) e con i dati raccolti nel corso delle presenti esperienze di laboratorio.

da Hughes (2002).

Come si è già accennato, Marchi (1990) ha derivato una relazione teorica del tipo (6.1) per la legge di O'Brien-Jarrett, nell'ipotesi di laguna statica, caratterizzata da fondali omogenei, concentrando la resistenza al moto nel solo superamento della bocca e ricavando la relazione:

$$\Omega = k \cdot P^{6/7} = \left(\frac{\pi \sqrt{g} W^{1/6}}{k_S u_{*c} T} \right)^{6/7} P^{6/7} \quad (6.5)$$

in cui W è la larghezza della bocca, k_S è il coefficiente di Gauckler-Strickler, u_{*c} è la velocità di attrito critica e T è il periodo della marea. Volendo interpretare tramite la (6.5) anche i risultati ottenuti sperimentando su modelli fisici in scala ridotta, è però necessario introdurre il concetto di "prisma modificato" secondo Hughes (2002). In queste

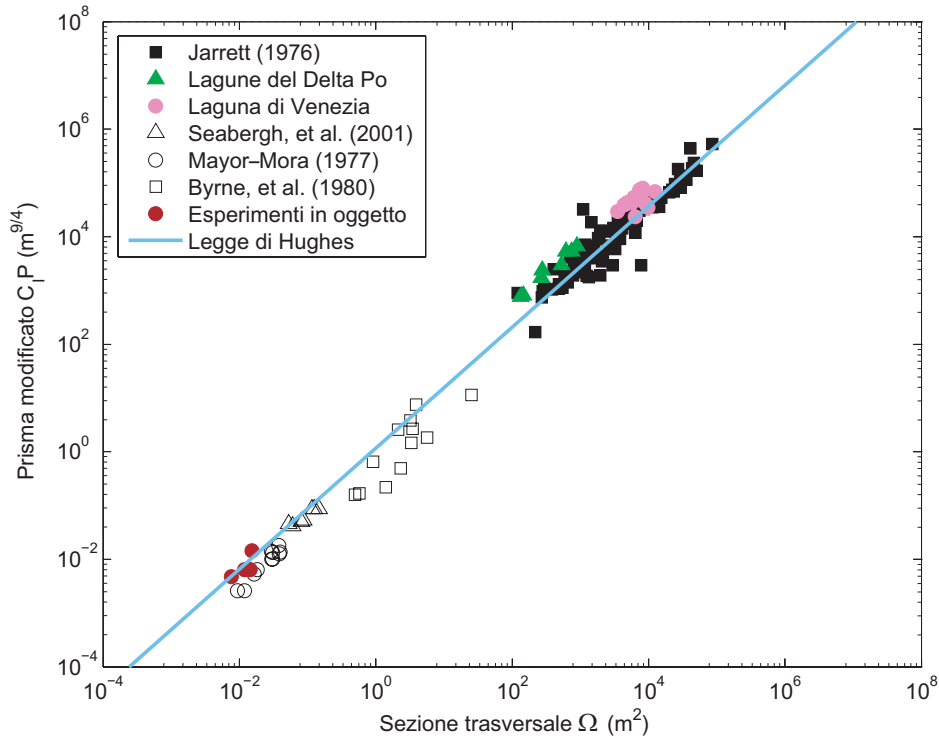


Figura 6.9: Applicazione della formulazione di Hughes (2002) ai dati di Jarrett (1976), alle lagune dell'Alto Adriatico, ai dati sperimentali disponibili in letteratura (Mayor-Mora, 1973; Byrne *et al.*, 1980; Seabergh *et al.*, 2001) e ai dati raccolti nel corso delle presenti esperienze di laboratorio.

ipotesi la relazione (6.5) si può riscrivere nel seguente modo:

$$\Omega = k' (C_I \cdot P)^{6/7} = \left(\frac{\pi \sqrt{g}}{k_S} \right)^{6/7} \left(\frac{W^{1/6}}{u_{*c} T} P \right)^{6/7} \quad (6.6)$$

inserendo le caratteristiche tipiche del bacino (geometria, sedimenti, periodo della marea) nel coefficiente C_I , che moltiplica il prisma, e il parametro di scabrezza secondo Strickler k_S , di difficile determinazione diretta in tutti i casi considerati, nel coefficiente k' .

Nella (6.6) compare tra i parametri caratteristici del bacino la velocità di attrito critica u_{*c} , che nel caso specifico è stata ricavata attraverso le formule di Van Rijn. Poiché le formule empiriche proposte da Van Rijn sono state dedotte mediante esperimenti condotti sulle sabbie, la stima di u_{*c} soffre di qualche incertezza, sia nel caso delle lagune naturali, per le quali la presenza di sedimenti fini e coesivi può assumere un ruolo non trascurabile, sia per i dati sperimentali raccolti sul modello fisico oggetto del presente lavoro, che si riferiscono a sedimenti costituiti da materiale plastico avente un peso specifico molto inferiore a quello delle

sabbie (10208N/m^3 contro i 25986N/m^3 delle sabbie naturali). La stima di u_{*c} può considerarsi, invece, appropriata per gli altri esperimenti di laboratorio considerati, che utilizzano sedimenti sabbiosi.

Introducendo il “prisma modificato” nella relazione (6.6) i dati raccolti sono complessivamente ben interpretati dalla legge di Marchi, soprattutto quelli relativi alle sperimentazioni di laboratorio (Figura 6.10).

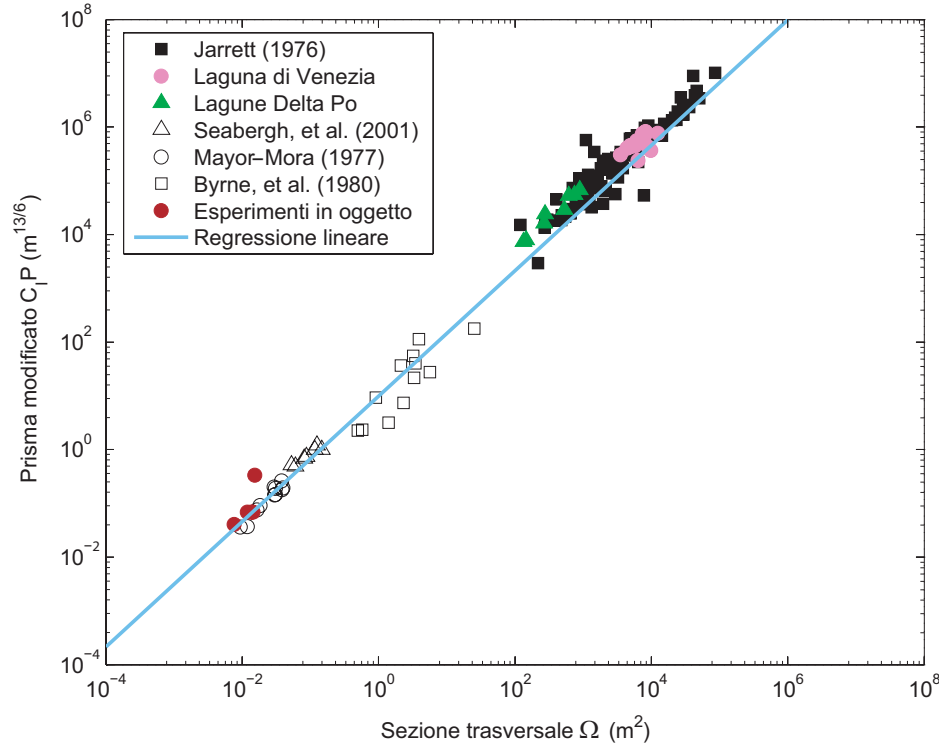


Figura 6.10: Applicazione della formulazione di Marchi (1990), opportunamente modificata mediante la relazione (6.6), ai dati di Jarrett (1976), alle lagune dell’Alto Adriatico e ai dati sperimentali disponibili (Mayor-Mora, 1973; Byrne *et al.*, 1980; Seabergh *et al.*, 2001 e i dati raccolti nel corso delle esperienze di laboratorio descritte nella presente tesi).

L’analisi di regressione lineare su tutti i dati disponibili comporta per k' un valore di 0.1402, al quale corrisponde un coefficiente di scabrezza k_s secondo Strickler di $97\text{m}^{1/3}\text{s}^{-1}$. Limitando l’interpolazione dei dati alle sole lagune naturali, si ottengono i valori $k' = 0.1064$ e $k_s = 134\text{m}^{1/3}\text{s}^{-1}$, mentre considerando i dati dei modelli in scala ridotta ricavati sperimentando con sedimenti sabbiosi si ottengono i valori $k' = 0.1570$ e $k_s = 85\text{m}^{1/3}\text{s}^{-1}$. Si tratta in ogni caso di valori di k_s decisamente superiori a quelli che potrebbero effettivamente essere considerati rappresentativi dei fenomeni di resistenza sulle situazioni analizzate.

I risultati della regressione lineare dimostrano quindi la forte concettualizzazione che assume il parametro k_S nella relazione di Marchi (1990).

Al riguardo è da evidenziare che l'eventuale errore introdotto nella stima di u_{*c} per tutte le lagune analizzate ha un'incidenza relativamente bassa, tant'è che anche la regressione lineare relativa ai soli punti degli esperimenti condotti su modelli in scala ridotta in presenza di sedimenti sabbiosi, per i quali la stima di u_{*c} è da considerarsi sufficientemente attendibile, produce valori di k_S decisamente elevati per i fondali degli ambienti sui quali si è sperimentato.

Infine, la retta di interpolazione lineare riportata in Figura 6.10 sembra interpretare i dati relativi alle esperienze di laboratorio meglio di quanto non avvenga per i punti relativi agli ambienti a marea reali.

CONFRONTO TRA I MODELLI DI EVOLUZIONE DELLE RETI

7.1 INTRODUZIONE AI MODELLI CONCETTUALI E NUMERICI

In questo capitolo si intende confrontare l'evoluzione delle reti generate all'interno dell'apparato sperimentale con le reti sintetiche ottenute applicando i modelli di evoluzione proposti in letteratura.

I primi lavori pubblicati hanno introdotto modelli di evoluzione delle reti di tipo concettuale, generalmente basati su osservazioni condotte direttamente in campo (Yapp *et al.*, 1917; Beeftink, 1966; Beeftink e Rozema, 1988; French e Stoddart, 1992; French, 1993; Pethick, 1969; Steel e Pye, 1997; Allen, 2000). Più recentemente, con l'avvento della modellazione numerica è stato possibile implementare modelli numerici in grado di descrivere la nascita e lo sviluppo di reti a marea, sia in termini di evoluzione planimetrica (Fagherazzi e Sun, 2004; D'Alpaos *et al.*, 2005, 2007; Kirwan e Murray, 2007; Temmerman *et al.*, 2007), sia in termini di evoluzione di una sezione trasversale caratteristica (Fagherazzi e Furbish, 2001; D'Alpaos *et al.*, 2006).

Prima di confrontare i risultati di evoluzione delle reti sperimentali con i risultati riferibili ai modelli teorici di evoluzione descritti in letteratura, è opportuno riassumere le caratteristiche più salienti dei modelli che verranno considerati, così da renderne più evidenti le analogie e le differenze.

7.1.1 Alcuni modelli concettuali

In passato diversi autori hanno proposto modelli concettuali di evoluzione delle reti a marea. Si tratta in particolare, di contributi che analizzano l'evoluzione di una superficie di barena tipica, caratterizzata da meccanismi di accrescimento verticale e dalla progressiva colonizzazione della barena stessa da parte della vegetazione. Tra i modelli concettuali più noti proposti in letteratura si ricordano: (1) il *modello di Yapp e Johns* (Yapp *et al.*, 1917); (2) il *modello di Beeftink e Rozema* (Beeftink, 1966; Beeftink e Rozema, 1988); (3) il *modello di French e Stoddart* (French

e Stoddart, 1992; French, 1993); (4) il *modello di Steel e Pye* (Pethick, 1969; Steel e Pye, 1997); (5) il *modello di Allen* (Allen, 2000).

Tutti i modelli concettuali che verranno nel seguito brevemente esaminati si basano su osservazioni in campo che individuano per le reti a marea le medesime fasi evolutive descritte a suo tempo da Glock (1931) per le reti fluviali. Trattandosi di modelli volti a definire la formazione e l'evoluzione di una barena, gli scenari proposti descrivono meccanismi di accrescimento tipici degli ambienti a marea; questo aspetto rappresenta una delle differenze principali tra le reti a marea e le reti fluviali, nelle quali, invece, il meccanismo principale che determina la formazione e lo sviluppo della rete è l'erosione.

In sintesi, l'evoluzione di una rete a marea attraversa quattro fasi principali: (a) l'iniziazione, (b) l'allungamento, (c) l'elaborazione ed estensione e (d) la riduzione (o integrazione).

Con il termine *iniziazione* sono indicate la condizione di partenza e le fasi iniziali di sviluppo della rete di canali a marea. Alcuni autori (Yapp *et al.*, 1917; Allen, 2000) descrivono la configurazione iniziale come confusa e sconnessa, caratterizzata da depositi di limo o torba localizzati in alcuni punti, su di una superficie completamente priva di canali e ricoperta di vegetazione. Altri autori, invece, osservano generarsi la rete a partire da un bassofondo sabbioso (French e Stoddart, 1992; Pethick, 1969; Steel e Pye, 1997) o limoso-sabbioso (Beefink, 1966; Beefink e Rozema, 1988), solcato inizialmente da canali poco incisi e mal definiti che lo suddividono in una serie di elementi convessi.

La formazione della rete e l'accrescimento verticale delle zone adiacenti sono due processi strettamente interconnessi: in questa fase la marea tende a concentrare il proprio flusso nelle zone più depresse del deposito/bassofondo, favorendo la sedimentazione di materiale nelle zone adiacenti poste a quota più elevata (Yapp *et al.*, 1917; French e Stoddart, 1992). Inizia in questo modo l'accrescimento verticale della barena, che viene via via colonizzata dalla vegetazione. La vegetazione, oltre a favorire l'ulteriore accrescimento verticale della barena per l'effetto combinato di produzione di suolo organico e di intrappolamento dei sedimenti, rende le zone adiacenti ai canali più stabili, favorendo una migliore definizione dei canali (Yapp *et al.*, 1917).

Sui meccanismi di sviluppo dei canali esistono tuttavia delle opinioni discordanti: alcuni autori (Yapp *et al.*, 1917; French e Stoddart, 1992; Allen, 2000) ritengono che i canali si formino per erosione dell'alveo causata dalla concentrazione del flusso al loro interno, mentre altri autori (Beefink, 1966; Beefink e Rozema, 1988) ritengono che i canali principali si formino per deposito differenziale tra la superficie adiacente, in cui la sedimentazione è più consistente, e l'alveo dei canali stessi. Indipendentemente dai meccanismi che li generano, nel corso dell'evoluzione della barena i canali si approfondiscono, aumentando progressivamente il grado di incisione delle loro sezioni trasversali.

La fase di *allungamento* della rete, che avviene generalmente per “headward growth” dei canali (Yapp *et al.*, 1917; Beeftink, 1966; French e Stoddart, 1992; Steel e Pye, 1997), è contemporanea alla fase di *elaborazione* ed *estensione* della rete. In quest’ultima fase si verificano lo sviluppo di nuove ramificazioni e l’incremento di sinuosità dei canali. Yapp *et al.* (1917) hanno osservato che le reti che si sviluppano su depositi di limo irregolari presentano all’inizio della loro formazione un tracciato già sinuoso, che vede accentuare la propria sinuosità durante l’evoluzione della rete per effetto della combinazione tra l’erosione, che si concentra nella parte esterna convessa delle curve, e il deposito, che tende invece a concentrarsi sul lato interno concavo delle curve. Per le reti che si generano a partire da bassifondi sabbiosi, invece, secondo Steel e Pye (1997) i canali presentano nelle fasi iniziali tracciati tendenzialmente lineari, che incrementano via via la loro sinuosità man mano che la rete evolve.

Nel corso dell’*elaborazione* della rete può eventualmente verificarsi anche una migrazione laterale dei canali. Relativamente a questo aspetto, nello studio condotto sulle barene del North Norfolk da French e Stoddart (1992), è dimostrato, tuttavia, che la migrazione laterale dei canali è inibita da un lato dalla natura coesiva del materiale di cui sono composti i terreni adiacenti e dall’altro dalla presenza della vegetazione.

La formazione di nuove ramificazioni e l’allungamento dei canali portano al progressivo aumento della densità di drenaggio della rete. Tale processo continua fino al raggiungimento di una ipotetica massima densità di drenaggio, raggiunta la quale il meccanismo si inverte, per cui la rete riduce la propria densità, semplificando la propria geometria. Inizia a questo punto la fase di *riduzione* della rete (Steel e Pye, 1997). Generalmente questo processo si caratterizza per l’ostruzione dei canali causata dal collasso di blocchi di limo sporgenti sulle sponde, solitamente colonizzati dalla vegetazione.

7.1.2 Alcuni modelli numerici

Alcuni tra i principali modelli numerici implementati allo scopo di descrivere l’evoluzione di una rete di canali a marea sono stati proposti da Fagherazzi e Sun (2004), D’Alpaos *et al.* (2005, 2006, 2007), Kirwan e Murray (2007) e Temmerman *et al.* (2007). Nel seguito si descriveranno i modelli di D’Alpaos *et al.* (2006, 2007) e di Kirwan e Murray (2007).

Il modello proposto da D’Alpaos *et al.* (2006), sviluppato a partire da quello proposto da Fagherazzi e Furbish (2001), descrive l’evoluzione di una sezione trasversale tipica della rete di canali, in condizioni di livello medio del mare (MSL) costante. Gli autori analizzano due scenari di sviluppo della rete, caratterizzati rispettivamente dall’assenza e dalla presenza di vegetazione.

In entrambi gli scenari esaminati la condizione iniziale è rappresentata da un fondo piano e orizzontale, composto da sedimenti fini coesivi,

completamente sommerso durante l'intero ciclo di marea. In queste condizioni, l'*iniziazione* della rete è innescata da una piccola incisione in corrispondenza dell'asse del bacino, che favorisce la concentrazione del flusso al proprio interno: si incrementano di conseguenza i processi di erosione in corrispondenza dell'incisione, dando origine alla formazione della rete.

Nello scenario di sviluppo della barena in assenza di vegetazione, le sezioni dei canali della rete risultano caratterizzate da tre fasi principali di evoluzione:

1. Prima fase: il canale si approfondisce per effetto combinato dell'erosione del fondo e dell'accrescimento verticale della piattaforma adiacente. L'approfondimento del canale continua finché la superficie della barena giace al di sotto del MSL.
2. Seconda fase: la progressiva emersione della superficie della barena comporta una riduzione delle portate fluenti all'interno del canale, che tende a ridurre la propria profondità. In questa fase, quindi, il canale sperimenta un aumento della quota del fondo, mentre la barena adiacente continua ad accrescere verticalmente, tendendo asintoticamente alla quota media dei livelli di marea più elevati (MHWL).
3. Terza fase: quando la quota della superficie della barena raggiunge la quota delle MHWL, i flussi che raggiungono la superficie della barena diventano sempre meno frequenti e restano confinati all'interno dei canali, contrastandone il riempimento.

La presenza della vegetazione accelera l'accrescimento verticale della superficie della barena per gli effetti (i) di intrappolamento dei sedimenti inorganici e (ii) di produzione di materiale organico. Sulla base dei risultati ottenuti da D'Alpaos *et al.* (2006) emerge che la vegetazione favorisce un riempimento più veloce del canale nelle fasi finali di evoluzione della rete e una transizione meglio definita tra il canale e la barena adiacente. Inoltre, poco dopo la colonizzazione della superficie della barena da parte della vegetazione il canale sperimenta un approfondimento più pronunciato a causa dell'accrescimento differenziale tra il fondo del canale e la superficie della barena adiacente. Infatti, anche se il canale si riempie più velocemente rispetto allo scenario non vegetato, la sua profondità aumenta come conseguenza della maggiore velocità di accrescimento della barena.

Successivamente, D'Alpaos *et al.* (2007) hanno analizzato gli effetti prodotti dalle regressioni e trasgressioni marine sull'evoluzione di una rete di canali a marea. In senso più generale, le regressioni/trasgressioni marine riproducono in pratica tutti i casi in cui le velocità di accrescimento della barena sono superiori/inferiori alle velocità di aumento del medio mare.

La condizione principale che si verifica nel corso di una regressione marina è la riduzione del prisma di marea fluente all'interno dei canali, che produce l'effetto più evidente di contrazione della rete, dovuta in parte alla progressiva riduzione di larghezza e profondità di alcuni canali, in parte al riempimento di altri canali. La trasgressione marina, caratterizzata dall'aumento del prisma di marea che fluisce nella rete, favorisce, invece, il suo allungamento e la sua ramificazione, incrementando la sua densità e complessità. Supponendo, quindi, di sottoporre una rete di canali in evoluzione prima ad una regressione e successivamente ad una trasgressione marina, l'effetto risultante sarebbe quello di veder contrarre la rete per effetto della riduzione del MSL e in seguito di veder riespandere la rete stessa per effetto dell'aumento del MSL.

In questo contesto, D'Alpaos *et al.* (2007) hanno individuato due possibili tipologie di espansione della rete, che hanno definito (a) *transport-limited* e (b) *supply-limited*. Nel primo caso la rete ricomincia a svilupparsi senza seguire i tracciati che i canali presentavano prima della contrazione, dando origine ad un processo di contrazione/espansione della rete non reversibile, mentre nel secondo caso la rete ricomincia a canalizzare i vecchi tracciati e le vecchie incisioni precedentemente scomparse, dando vita a uno schema di espansione/contrazione della rete reversibile.

Nello stesso periodo, Kirwan e Murray (2007) hanno proposto un modello numerico che riproduce la nascita e lo sviluppo di reti a marea soggette a variazioni più o meno brusche del MSL.

Innanzitutto gli autori analizzano l'evoluzione di una barena soggetta a un aumento costante del MSL. La topografia iniziale del fondo è in questo caso costituita da una rete di canali a forma radiale, che giace su un fondo completamente sommerso dalla marea, leggermente pendente, a cui sono sovrainposte piccole perturbazioni casuali. Il progressivo riempimento del bacino, per effetto dei processi di deposito dei sedimenti sulla superficie della barena, produce (1) una riduzione del prisma di marea e, di conseguenza, una riduzione dei processi di erosione del fondo dei canali e (2) un decremento asintotico del tasso di accrescimento della superficie della barena, al tasso di incremento del MSL. Secondo Kirwan e Murray (2007), l'equilibrio dinamico viene raggiunto quando il tasso di accrescimento netto è ovunque uguale al tasso di aumento del MSL.

Man mano che la barena evolve, la rete dei canali esistenti evolve a sua volta riducendosi a pochi canali, più profondi rispetto a quelli iniziali. La configurazione finale della rete è molto diversa da quella iniziale per dimensioni, orientamento e numero di canali: da ciò si deduce la scarsa influenza esercitata dalle condizioni iniziali sulla geometria finale di equilibrio della rete.

Le simulazioni sono condotte dagli autori in assenza e in presenza di vegetazione. In presenza di vegetazione, l'effetto di intrappolamento

dei sedimenti trasportati in sospensione ad opera delle piante favorisce velocità di deposito e di accrescimento verticale della barena più elevate. Tale aspetto, associato alla maggiore stabilità delle sponde garantita dalle radici delle piante, conduce alla formazione di una rete di canali caratterizzata da densità e larghezze delle sezioni minori rispetto allo scenario non vegetato.

Sottoponendo le reti sintetiche ottenute a un aumento improvviso del MSL, il conseguente incremento del prisma di marea produce, nel caso in cui la barena non sia stata colonizzata dalla vegetazione, un allargamento e un approfondimento dei canali, che portano alla progressiva scomparsa della rete e a una graduale riduzione della quota media del fondo, fino a raggiungere la completa sommersione della barena durante l'intero ciclo di marea.

In presenza di vegetazione, invece, secondo Kirwan e Murray (2007) l'aumento del MSL è accompagnato da un incremento della produzione di biomassa, che favorisce l'accrescimento verticale della piattaforma, in quanto garantisce maggiori velocità di deposito dei sedimenti sulla superficie della barena e maggiore stabilità contro il crollo delle sponde laterali dei canali. Inoltre, il conseguente aumento del prisma di marea comporta l'incremento delle velocità di flusso all'interno dei canali e l'erosione del fondo dei canali stessi, favorendo lo sviluppo e l'aumento di densità della rete.

In definitiva, secondo Kirwan e Murray (2007) una barena che produce molto materiale organico e che si accresce molto rapidamente come conseguenza dell'aumento del MSL si trova in equilibrio metastabile, in quanto l'espansione della rete di canali converte molte superfici vegetate in superfici non vegetate. In assenza di vegetazione, invece, la barena può scomparire rapidamente, trasformandosi in una superficie completamente sommersa dall'acqua.

7.2 MECCANISMI DI EVOLUZIONE DELLE RETI SPERIMENTALI

In generale, i modelli introdotti al Paragrafo 7.1 descrivono contesti in cui l'evoluzione della rete di canali è fortemente collegata all'accrescimento verticale della barena adiacente, eventualmente favorito dalla colonizzazione della sua superficie da parte della vegetazione.

La mancanza di apporto esterno di sedimenti e l'assenza di vegetazione rendono la formazione della rete di canali all'interno dell'apparato sperimentale qui utilizzato strettamente connessa all'erosione del bacino, che risulta più incisiva durante la fase di massimo riflusso della marea. Per questi motivi, man mano che la rete di canali si sviluppa ed evolve, la laguna sperimenta una perdita netta di sedimenti verso il mare, men-

tre la prevalenza di trasporto solido al fondo non favorisce la ridistribuzione dei sedimenti sui bassifondi, rendendo impossibile il processo di accrescimento verticale delle superfici adiacenti ai canali. Quindi, data la natura erosiva della laguna sperimentale, pur mantenendo costante il livello medio di propagazione della marea, l'abbassamento continuo della quota media del fondo comporta di fatto un aumento progressivo del prisma che fluisce all'interno della rete di canali.

Negli esperimenti descritti in questo lavoro, le condizioni iniziali del fondo influenzano in modo consistente la geometria della configurazione finale di equilibrio della rete, in accordo con quanto rilevato da Yapp *et al.* (1917); Beeftink e Rozema (1988); French e Stoddart (1992); Steel e Pye (1997). Si è già osservato, infatti, come una leggera pendenza laterale della topografia iniziale del fondo nella prova 3 abbia dato origine a uno sviluppo decisamente asimmetrico della rete e abbia portato a una configurazione di equilibrio diversa da quella generata nel corso delle prove 4, 5 e 6, sviluppatesi a partire da un fondo perfettamente orizzontale. Sebbene al termine di ognuna di queste prove sperimentali la configurazione di equilibrio della rete sia simmetrica e caratterizzata da tre canali principali, uno centrale e due laterali, negli esperimenti 4, 5 e 6 le configurazioni di equilibrio sono composte da un canale centrale più sviluppato e da due canali laterali meno sviluppati, mentre al termine della prova 3 i canali laterali risultano decisamente più estesi e ramificati di quello centrale. Allo stesso modo, all'inizio della prova 6, lo sviluppo della rete successivo al primo abbassamento del livello medio di propagazione della marea segue esattamente gli stessi tracciati che caratterizzavano i canali principali prima della riduzione del MSL, a ulteriore conferma del ruolo importante giocato dalle condizioni al contorno nel bacino sperimentale.

L'*iniziazione* della rete è, in questo caso, rappresentata da un fondo piano ed orizzontale, sul quale si propaga una marea caratterizzata da un livello medio coincidente con la quota iniziale dei sedimenti. La progressiva invasione del bacino da parte della marea porta via via all'erosione di porzioni sempre più ampie della laguna, determinando la graduale riduzione della quota media del fondo e, contemporaneamente, la formazione iniziale di un canale principale caratterizzato da un tracciato confuso e mal definito, come osservato da Steel e Pye (1997). Progressivamente il canale iniziale comincia ad allungarsi per "headward growth" e a ramificare, dando origine ad una rete sempre più complessa e ben definita. Tale comportamento rispecchia quello delle reti sintetiche generate dai modelli di Fagherazzi e Furbish (2001) e D'Alpaos *et al.* (2007).

Negli esperimenti di laboratorio, il meccanismo principale di formazione della rete è l'erosione differenziale: man mano che la rete evolve, per effetto della concentrazione del flusso all'interno dei canali nella fase di massimo riflusso della marea, i processi di erosione risultano più atti-

vi sul fondo dei canali rispetto alla superficie del bassofondo adiacente, per cui si verifica un progressivo approfondimento delle sezioni della rete. L'assenza di vegetazione in corrispondenza dei bassifondi consente ai canali di allargarsi oltre che approfondirsi, riducendo progressivamente il grado di incisione delle proprie sezioni, e, inoltre, consente loro di migrare lateralmente. Infatti, nelle barene del North Norfolk, French e Stoddart (1992) hanno evidenziato il ruolo chiave giocato dalla vegetazione e dalla natura coesiva dei sedimenti sull'impossibilità da parte dei canali di migrare lateralmente. In particolare, la formazione dei canali su un bassofondo sabbioso privo di vegetazione e di apporto di sedimenti, come è quello in esame, è caratterizzata da un aumento del rapporto β tra larghezza e profondità delle sezioni dei canali all'aumentare del prisma di marea che fluisce nella rete. Infatti, nel corso dell'evoluzione della rete le sezioni dei canali si allargano e si approfondiscono, ma l'aumento di larghezza supera quello in profondità, producendo una riduzione del grado di incisione della sezione. La formazione e lo sviluppo dei canali in una barena soggetta ad apporto esterno di sedimenti ed eventualmente colonizzata dalla vegetazione, invece, scenario descritto da tutti i modelli concettuali e numerici introdotti al Paragrafo 7.1, sono caratterizzati da una progressiva riduzione del coefficiente β delle sezioni, contemporanea però a una diminuzione del prisma di marea che fluisce nella rete, per effetto dell'accrescimento verticale della superficie adiacente.

I canali che si formano nelle fasi iniziali di evoluzione delle reti sono caratterizzati da tracciati pressochè rettilinei, che vedono aumentare la propria sinuosità al progredire dell'evoluzione della rete, come già osservato da Steel e Pye (1997).

In tutti i casi le reti evolvono occupando l'intera estensione del bacino e, dopo un certo numero di cicli di marea, variabile da prova a prova, la struttura delle ramificazioni terminali della rete si "congela", mentre continua a modificarsi l'area vicina alla bocca. La condizione in cui si verifica questo fenomeno è individuabile nella brusca variazione di pendenza delle curve relative alle prove 3, 4 e 5 nel grafico di Figura 4.9. Infatti, man mano che il fondo del bacino si abbassa, il prisma di marea, che va aumentando, è sempre meno concentrato all'interno dei canali: in questo modo si verifica una riduzione dei processi erosivi agenti sull'alveo dei canali, che inibisce l'ulteriore sviluppo della rete. Tuttavia, nella zona vicina alla bocca le profondità sono maggiori e le velocità in gioco sono più importanti (v. Figura 4.12): ciò favorisce un cospicuo trasporto solido, che a sua volta permette l'ulteriore rielaborazione della rete in prossimità della bocca della laguna.

In definitiva, sebbene gli esperimenti descritti nel presente lavoro riproducano uno scenario di formazione e sviluppo di una rete a marea di carattere puramente erosivo, i meccanismi di evoluzione dei canali sperimentali sono sostanzialmente coerenti con quelli proposti dagli altri

autori dei modelli ricordati.

7.3 ANALISI DEGLI EFFETTI PRODOTTI DA RAPIDE VARIAZIONI DEL MSL

Le variazioni del livello medio di propagazione della marea imposte nel corso dell'ultima prova sperimentale consentono di analizzare il comportamento delle reti ottenute in laboratorio a seguito di una brusca variazione del MSL. Nel corso della prova 6 sono state sperimentate complessivamente due improvvise riduzioni (rispettivamente a 0 e 9351 cicli di marea) e due rapidi incrementi (rispettivamente a 11355 e 12459 cicli di marea) del livello medio di propagazione della marea.

Per quanto riguarda i rapidi abbassamenti del MSL, in entrambi i casi i canali hanno incrementato il loro grado di incisione (ovvero hanno sperimentato una riduzione del coefficiente β) a causa della diminuzione del prisma di marea e hanno evidenziato una riduzione della sezione trasversale, le cui cause sono però da imputare a due meccanismi diversi.

Il primo abbassamento del livello medio imposto all'inizio della prova 6 ha incrementato i processi di erosione all'interno dei canali, in particolare nelle fasi di massimo riflusso della marea, favorendo lo scavo dei tracciati principali debolmente incisi che caratterizzavano la configurazione iniziale, ad eccezione di qualche ramificazione. In questo caso, dunque, aumenta la profondità dei canali e contemporaneamente diminuisce la loro larghezza. Questo effetto risulta molto evidente osservando la Figura 7.1, in cui sono riportate le zone soggette a riempimento e le zone soggette ad erosione in seguito all'abbassamento del MSL: è evidente lo scavo più incisivo del fondo dei canali in corrispondenza delle precedenti incisioni (in rosso) associato al riempimento laterale delle sponde dei canali stessi (in azzurro).

Prima del secondo abbassamento del MSL, invece, la rete si presenta già ben definita e ben incisa, così che la variazione del MSL ha prodotto una riduzione sia in larghezza che in profondità dei canali. Tuttavia, la riduzione in larghezza che caratterizza i canali è più consistente della riduzione in profondità, per cui l'effetto finale è comunque quello di veder ridurre β .

Nonostante i due scenari di evoluzione delle sezioni trasversali siano diversi, questo comportamento è in accordo con le conclusioni tratte da molti ricercatori (Yapp *et al.*, 1917; Beeftink e Rozema, 1988; French e Stoddart, 1992; D'Alpaos *et al.*, 2006), nei cui lavori il grado di incisione delle sezioni aumenta al ridursi del prisma di marea (ovvero β si riduce al ridursi del prisma di marea). In questi lavori la riduzione del rapporto larghezza-profondità è dovuta essenzialmente al progressivo approfondimento dei canali, mentre negli esperimenti presentati la ri-

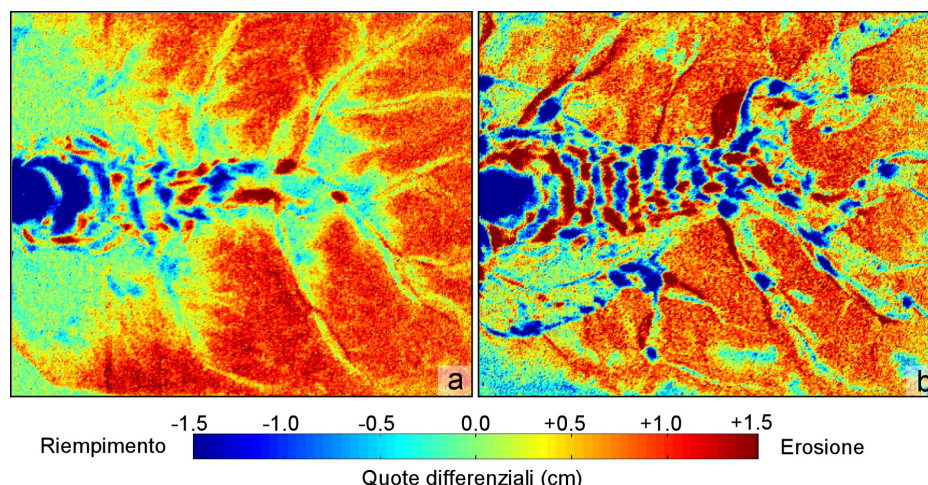


Figura 7.1: Zone soggette a erosione (scala del rosso) e zone soggette a riempimento (scala del blu) in seguito al (a) primo abbassamento e al (b) secondo abbassamento del livello medio di propagazione della marea.

duzione di β è dovuta sostanzialmente alla riduzione in larghezza del canale. Questo diverso comportamento si può nuovamente spiegare con due importanti differenze tra le due situazioni considerate, ovvero (i) la diversa natura dei sedimenti (coesiva nei lavori pubblicati in letteratura e incoerente negli esperimenti descritti) e (ii) l'assenza di vegetazione (negli esperimenti qui descritti), condizioni che nella realtà rendono più stabili le sponde dei canali inibendo il loro allargamento, come osservato da French e Stoddart (1992).

In generale, quindi, la riduzione del livello medio di propagazione della marea incrementa i processi di erosione, sia all'interno dei canali che sui bassifondi adiacenti, come dimostrato in Figura 7.1. Ciò comporta una riduzione della quota media del fondo nel tempo (Figura 4.9), che risulta più accentuato nelle fasi immediatamente successive alla variazione del livello medio, per diventare via via più lento al progredire dei cicli di marea. Questo comportamento risulta più evidente per il secondo abbassamento del MSL, avvenuto dopo 9351 cicli di marea dall'inizio della prova sperimentale considerata. Man mano che la quota media del fondo diminuisce, il prisma di marea della laguna sperimentale aumenta progressivamente e la velocità di crescita della rete si riduce nel tempo. L'osservazione suggerisce che la velocità di evoluzione della rete è molto elevata finché il flusso del prisma di marea risulta concentrato all'interno dei canali, in particolare durante la fase di riflusso della marea, mentre diventa progressivamente sempre più lenta man mano che i volumi che formano il prisma di marea interessano sempre di più i bassifondi adiacenti, dando origine ad una propagazione della marea molto simile ad uno *sheet flow* durante l'intero ciclo.

L'elaborazione della rete successiva al secondo abbassamento del MSL conduce a una configurazione parzialmente differente dalla precedente. In Figura 7.2 sono confrontate la configurazione precedente all'abbassamento del livello medio, la configurazione della rete contratta, che si realizza poco dopo la variazione di MSL, e la configurazione finale della rete. La rete di canali si sviluppa seguendo direzioni non completamente sovrapponibili a quelle della configurazione iniziale della rete (Figura 7.2c). Infatti, i canali sembrano "congelare" le loro posizioni e allungarsi creando nuove ramificazioni, determinando un processo irreversibile di contrazione/espansione della rete. Questo comportamento è in sostanziale accordo con quello definito "transport-limited" da D'Alpaos *et al.* (2007).

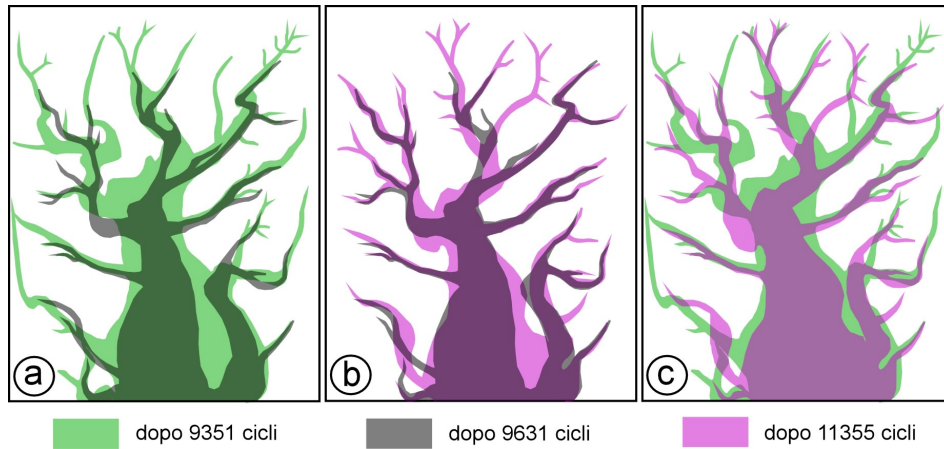


Figura 7.2: Confronto tra la configurazione raggiunta dalla rete prima del secondo abbassamento del MSL (in verde), la rete contratta conseguente all'abbassamento (in grigio) e la rete che si è riscavata dopo circa 2000 cicli dall'abbassamento (in viola).

La contrazione/espansione della rete porta rispettivamente ad un aumento/riduzione della lunghezza media fuori rete. La Figura 7.3 illustra quattro fasi caratteristiche di evoluzione della rete nel corso della Prova 6: (1) durante le prime fasi di evoluzione della rete, dopo 288 cicli di marea dal primo abbassamento del livello medio; (2) a 9351 cicli, ovvero subito prima del secondo abbassamento del livello medio; (3) a 9631 cicli, ovvero dopo circa 300 cicli di marea dall'ultimo abbassamento del livello medio; (4) a 11355 cicli, ovvero dopo circa 2000 cicli dall'ultimo abbassamento del livello medio. Dal momento che l'inverso delle pendenze delle rette in Figura 7.3 rappresentano le lunghezze medie fuori rete, è chiaro che una contrazione della rete aumenta la ℓ_{media} della rete stessa, mentre un'espansione della rete comporta una riduzione della propria ℓ_{media} . Da un'analisi più attenta del grafico, sembra che la ℓ_{media} della configurazione a 11355 cicli tenda alla ℓ_{media} della configurazione immediatamente precedente alla riduzione del livello medio

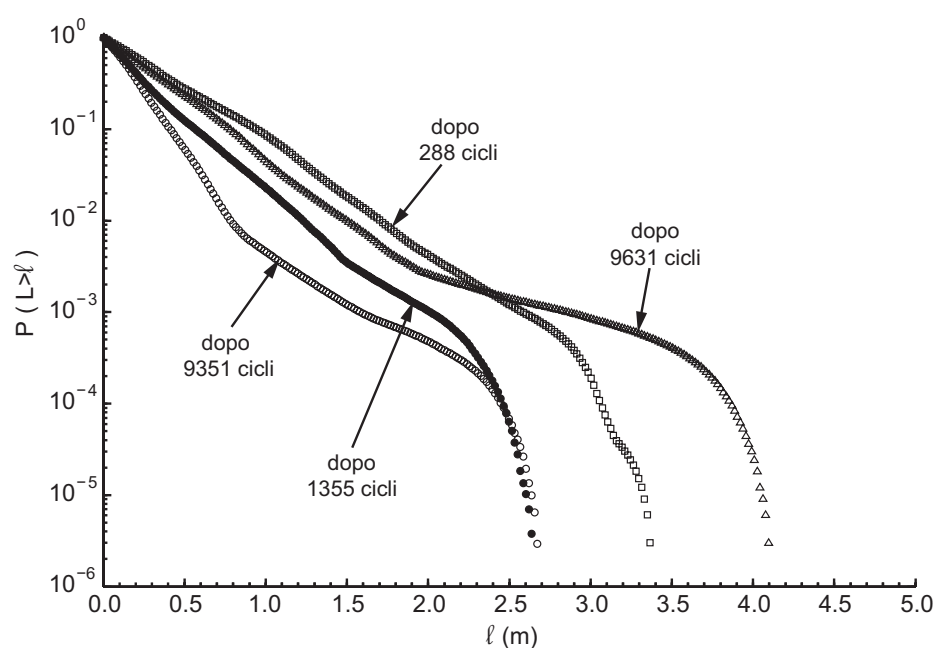


Figura 7.3: Variazione della lunghezza fuori rete media per effetto della contrazione/espansione della rete.

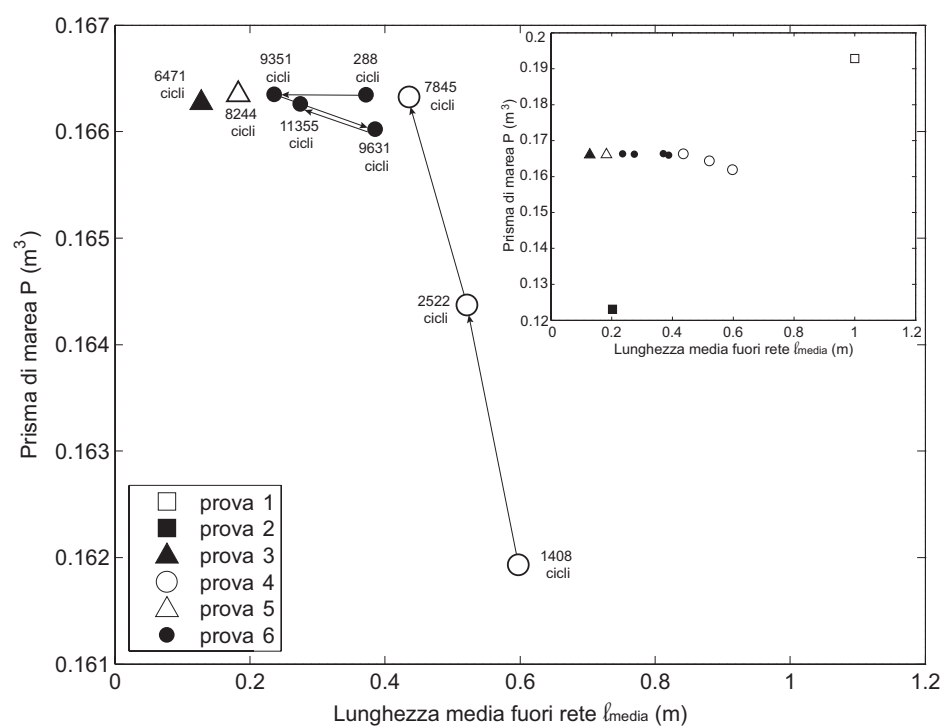


Figura 7.4: Lunghezza fuori rete media l_{media} al variare del prisma di marea fluente all'interno della rete di canali.

del mare (9351 cicli nel grafico).

Questo comportamento risulta chiaramente più comprensibile riportando su un grafico l'andamento della lunghezza media fuori rete al variare del prisma di marea (Figura 7.4). Osservando il grafico, si può ragionevolmente supporre che, se l'evoluzione della rete non fosse stata bloccata dopo 2000 cicli di marea dall'ultimo abbassamento del livello medio, probabilmente i punti successivi si sarebbero progressivamente avvicinati al punto rappresentativo della condizione precedente alla variazione del MSL, fino a sovrapporsi. Inoltre, dalla Figura 7.4 si deduce che a un dato valore del prisma di marea fluente all'interno di una rete corrisponde una determinata ℓ_{media} della rete stessa e che l'aumento della ℓ_{media} al variare del prisma avviene seguendo una legge lineare. Quest'ultima osservazione evidenzia un comportamento di tipo ciclico nei processi di contrazione ed espansione delle reti di canali generate in laboratorio: sebbene nel riespandersi la rete cerchi di incidere nuove direzioni, essa evolve raggiungendo la medesima lunghezza fuori rete media che la caratterizzava prima dell'abbassamento del livello medio del mare.

CONCLUSIONI

I principali processi morfodinamici che determinano la nascita e lo sviluppo di una rete di canali a marea in un bacino lagunare sono stati analizzati mediante una serie di esperimenti condotti su di un modello fisico riprodotto in scala ridotta una laguna ideale.

Le leggi della similitudine idrodinamica e della similitudine del trasporto solido applicate al modello sperimentale consentono di tradurre i dati raccolti in laboratorio in grandezze a scala reale, permettendo il confronto con gli ambienti a marea naturali. In particolare, nell'ipotesi di voler tradurre la laguna sperimentale in un ambiente a marea *micro-tidal* a scala reale (quale può, ad esempio, essere considerata la laguna di Venezia), i rapporti di scala trasformano il modello di laboratorio in un bacino di estensione pari a $4.7 \times 3.6 \text{ km}^2$, ricoperto interamente di sedimenti incoerenti di diametro medio $d_s = 234 \mu\text{m}$ e soggetto ad una marea di ampiezza 1 m e periodo 12 h.

Dall'evidenza sperimentale e dalle analisi del campo di moto condotte mediante un modello numerico bidimensionale emerge che, partendo da una condizione iniziale del fondo perfettamente piana ed orizzontale, le reti si formano solo per: (i) piccoli valori dell'ampiezza dell'onda di marea (1 cm), per (ii) periodi di oscillazione della marea di 8-12 minuti e per (3) livelli medi di propagazione tali da consentire la concentrazione del flusso all'interno dei canali, in particolare nelle fasi di massimo riflusso della marea. L'impiego di ampiezze maggiori e di periodi minori comportano un avanzamento delle forme di fondo (dune e ripples) anche all'esterno dei canali, le quali ostacolano la formazione e/o lo sviluppo della rete e contrastano la realizzazione di canali ben definiti fino a inibirli.

La mancanza di apporto esterno di sedimenti, la prevalenza di trasporto solido al fondo e l'assenza di vegetazione rendono impossibile qualsiasi processo di accrescimento della superficie all'interno dell'apparato sperimentale. Per questi motivi, nel corso degli esperimenti si verifica immancabilmente una perdita netta di sedimenti verso il mare e la formazione della rete è strettamente legata a meccanismi di erosione differenziale del fondale tra l'alveo dei canali e la superficie dei bassifondi adiacenti.

Tutte le reti analizzate si caratterizzano inizialmente per la comparsa di un canale confuso e mal definito, il quale rapidamente dà origine a una rete che aumenta la propria densità, mediante principalmente due processi morfodinamici: (i) l'allungamento per "headward growth" e (ii) la formazione di nuove ramificazioni. In questa fase la rete cresce molto velocemente, al ritmo di circa 1.5-2.0 cm ogni 150 cicli di marea, per effetto della concentrazione del flusso all'interno dei canali, che favorisce l'incisione della rete stessa. La velocità di sviluppo della rete decresce nel tempo, fino a che il prisma di marea scambiato tra la laguna e il mare non risulta più concentrato all'interno dei suoi canali e la propagazione della marea non avviene più lungo le direttrici definite dai tracciati dei canali (condizione di *sheet flow*): da questo momento in poi, la rete subisce solo piccole variazioni della propria geometria.

L'analisi morfometrica delle reti a marea generate in laboratorio presenta molte analogie con le reti osservate negli ambienti a marea reali. L'andamento esponenziale delle distribuzioni di probabilità delle lunghezze fuori rete ℓ , l'intervallo di variazione del rapporto larghezza-profondità β delle sezioni dei canali, la legge di variazione esponenziale di larghezza e profondità dei canali lungo il proprio asse e la forma delle sezioni presentano evidenti analogie con quelli rilevati negli ambienti a marea naturali. Questa constatazione rende gli esperimenti condotti nell'ambito di questo lavoro uno strumento utile per approfondire la conoscenza dei principali processi morfodinamici responsabili dell'incisione iniziale e del successivo sviluppo delle reti di canali in una laguna.

I dati relativi al prisma di marea e la sezione trasversale alla bocca raccolti nel corso degli esperimenti evidenziano il rispetto della legge di O'Brien-Jarrett-Marchi, anche per le reti generate in laboratorio. L'applicabilità della legge ai dati sperimentali però è verificabile solamente attraverso l'applicazione di una formulazione teorica, in cui il prisma di marea è espresso in termini di "prisma modificato", ottenuto moltiplicando il prisma effettivo per un coefficiente rappresentativo di alcuni parametri caratteristici del bacino, come suggerito da Hughes (2002). Nonostante l'incertezza nella valutazione del diametro rappresentativo dei sedimenti nei bacini analizzati, la relazione individuata da Hughes (2002) sembra interpretare molto bene sia i dati ricavati da sperimentazioni su modelli fisici in scala ridotta sia quelli relativi a bacini naturali. L'espressione teorica individuata da Marchi (1990), se utilizzata per interpretare i dati di laboratorio e quelli relativi ai bacini a marea reali, dimostra in particolare una importante concettualizzazione del significato da attribuire al coefficiente di scabrezza k_s secondo Strickler. Il risultato è in qualche modo la logica conseguenza delle ipotesi semplificative assunte per ricavare una soluzione analitica del legame tra prisma di marea e sezione liquida alle bocche. In particolare, la legge di Marchi (1990) sembra descrivere con qualche limite questo legame nelle situazioni in cui, come è il caso della laguna di Venezia dell'Ottocento, si

abbiano importanti variazioni delle superfici liquide al variare del livello della marea e un ruolo non trascurabile delle dissipazioni di energia nella propagazione della marea stessa all'interno del bacino.

Il confronto tra i modelli concettuali e numerici di evoluzione delle reti proposti da diversi autori presentano caratteri in comune con l'evoluzione delle reti osservata in laboratorio. Nonostante i modelli citati descrivano scenari di accrescimento delle superfici laterali ai canali, possibile grazie all'apporto di sedimenti e, in alcuni casi, alla loro progressiva colonizzazione da parte della vegetazione, in tutti i casi si osserva un incremento del grado di incisione delle sezioni al diminuire del prisma di marea fluente nella rete, e viceversa. L'abbassamento e l'incremento del livello medio del mare nella laguna sperimentale danno origine a processi rispettivamente di contrazione ed espansione della rete irreversibili. Per effetto della riduzione e del successivo aumento del prisma di marea scambiato tra il bacino chiuso e il mare, la rete prima si contrae e poi si riespande seguendo direzioni diverse dai tracciati precedenti, ma raggiungendo la medesima lunghezza fuori rete media che la caratterizzava prima dell'abbassamento del livello medio del mare.

Il lavoro di ricerca presentato non è concluso e molti sono i possibili sviluppi futuri. In particolare, gli esperimenti successivi saranno volti a indagare l'influenza esercitata dalle perturbazioni casuali del fondo e dalla posizione della bocca della laguna sulla struttura delle reti che si formano all'interno dell'apparato sperimentale. Inoltre, essendo i sedimenti coesivi caratteristici di molti ambienti a marea naturali, merita un ulteriore approfondimento il ruolo giocato dalla natura coesiva dei sedimenti sullo sviluppo della rete e, più in dettaglio, sulla stabilità dei canali. Infine, analogo interesse suscita il ruolo giocato dall'apporto esterno di sedimenti e dalla vegetazione sull'eventuale accrescimento verticale della superficie di bassofondo, che nella realtà progressivamente conduce alla loro trasformazione in superfici di barena.

BIBLIOGRAFIA

- ALLEN, J. R. L. (2000), «Morphodynamics of Holocene salt marshes: a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe», *Quaternary Science Review*, vol. 19 (12), p. 1155–1231.
- AMOS, C. L., BERGAMASCO, A., UMGIESSER, G., CAPPUCCI, S., CLOUTIER, D., DENAT, L., FLINDT, M., BONARDI, M. e CRISTANTE, S. (2004), «The stability of tidal flats in Venice lagoon. The results of in situ measurements using two benthic, annular flumes», *Journal of Marine System*, vol. 51, p. 211–241.
- ASHLEY, G. M. e ZEFF, M. L. (1988), «Tidal channel classification for a low mesotidal salt marsh», *Marine Geology*, vol. 82, p. 17–32.
- BAYLISS-SMITH, T. P., HEALEY, R., LAILEY, R., SPENCER, T. e STODDART, D. R. (1978), «Tidal flows in saltmarsh creeks», *Estuarine Coastal Marine Science*, vol. 9, p. 235–255.
- BEEFTINK, W. (1966), «Vegetation and habitat of the salt marshes and beach plains in the south-west part of the Netherlands», *Wentia*, vol. 15, p. 83–108.
- BEEFTINK, W. e ROZEMA, J. (1988), *Pollution of the North Sea: An Assessment*, cap. The nature and functioning of salt marshes, p. 59–87, Salomans, W., B. L. Bayne, E. K. Duursma, U. Föstner, Springer-Verlag, Berlin.
- BRUUN, P. (1978), *Stability of tidal inlets*, Elsevier Science, New York.
- BYRNE, R. J., GAMMISCH, R. A. e THOMAS, G. R. (1980), «Tidal Prism-Inlet Area Relations for Small Tidal Inlets.», in «Proceedings of the Seventeenth Coastal Engineering Conference, ASCE, New York», p. 2517–2533, Sydney, Australia.
- CARNIELLO, L., DEFINA, A. e D'ALPAOS, L. (2008), «Un modello di trasporto solido in sospensione per miscele bigranulari: prime applicazione alla laguna di Venezia», in «31° Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche», Perugia, Italia.
- CARNIELLO, L., DEFINA, A. e D'ALPAOS, L. (2009), «Morphological evolution of the Venice lagoon: Evidence from the past and trend for the future», *Journal of Geophysical Research*, vol. 114 (F04002), doi:10.1029/2008JF001157.

- CARNIELLO, L., DEFINA, A., FAGHERAZZI, S. e D'ALPAOS, L. (2005), «A combined wind wave-tidal model for the Venice lagoon, Italy.», *Journal of Geophysical Research*, vol. 110, doi:10.1029/2004JF000232.
- CONSORZIO VENEZIA NUOVA-TECHNITAL (2004), «Studio C.2.10/III: Attività di aggiornamento del piano degli interventi per il recupero morfologico in applicazione della delibera del Consiglio dei Ministri del 15.03.01, Studi di base, linee guida e proposte di intervento del piano morfologico: Parte A - Analisi del Sistema», Rap. tecn., Magistrato alle Acque di Venezia.
- D'ALPAOS, A., LANZONI, S., MARANI, M., FAGHERAZZI, S. e RINALDO, A. (2005), «Tidal network ontogeny: channel initiation and early development», *Journal of Geophysical Research*, vol. 110, doi:10.1029/2004JF000182.
- D'ALPAOS, A., LANZONI, S., MUDD, S. e FAGHERAZZI, S. (2006), «Modeling the influence of hydroperiod and vegetation on the cross-sectional formation of tidal channels», *Estuarine Coastal Shelf Science*, vol. 69, p. 311–324, doi:10.1016/j.ecss.2006.05.002.
- D'ALPAOS, A., LANZONI, S., MARANI, M. e RINALDO, A. (2007), «Landscape evolution in tidal embayments: modeling the interplay of erosion sedimentation and vegetation dynamics», *Journal of Geophysical Research*, vol. 110, doi:10.1029/2006JF000537.
- D'ALPAOS, A., LANZONI, S., MARANI, M. e RINALDO, A. (2010), «On the tidal prism - channel area relations», *Journal of Geophysical Research*, vol. 115 (F01003), doi: 10.1029/2008JF001243.
- D'ALPAOS, L. (1992), *Conterminazione lagunare, storia, ingegneria, politica e diritto nella Laguna di Venezia.*, cap. Evoluzione morfologica della laguna di Venezia dal tempo del Dénaix ad oggi e sue conseguenze sul regime idrodinamico, p. 327–358, Istituto Veneto di SS.LL.AA.
- D'ALPAOS, L. (2003), «Conoscere il comportamento idrodinamico della laguna del passato per progettare la laguna del futuro», Rap. Tecn. Tomo CLXII, Istituto Veneto di SS.LL.AA.
- D'ALPAOS, L. (2010a), *Fatti e misfatti di idraulica lagunare. La laguna di Venezia dalla diversione dei fiumi alle nuove opere alle bocche di porto*, vol. 44, Istituto Veneto di SS.LL.AA.
- D'ALPAOS, L. (2010b), *L'evoluzione morfologica della Laguna di Venezia attraverso la lettura di alcune mappe storiche e delle sue carte idrografiche*, Comune di Venezia - Istituzione Centro Previsioni e Segnalazioni maree, Venezia.

- D'ALPAOS, L. e DEFINA, A. (1995), «Modellazione matematica del comportamento idrodinamico delle zone di barena solcate da una rete di canali minori», Rap. tecn., Istituto Veneto di SS.LL.AA.
- D'ALPAOS, L. e DEFINA, A. (2007), «Mathematical modeling of tidal hydrodynamics in shallow lagoons: A review of open issues and applications to the Venice lagoon», *Computers and Geosciences*, vol. 33 (4), p. 476–496, iSSN: 0098-3004, <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2006.07.009>.
- DE SWART, H. e ZIMMERMAN, J. (2009), «Morphodynamics of Tidal Inlet Systems», *Annual Review of Fluid Mechanics*, vol. 41, p. 203–229, doi:10.1146/annurev.fluid.010908.165159.
- DEFINA, A. (2000), «Two dimensional shallow flow equations for partially dry areas», *Water Resource Research*, vol. 36 (11), p. 3251–3264.
- DEFINA, A., CARNIELLO, L., FAGHERAZZI, S. e D'ALPAOS, L. (2007), «Self-organization of shallow basins in tidal flats and salt marshes», *Journal of Geophysical Research*, vol. 112 (F03001), doi:10.1029/2006JF000550.
- DENAIX, A. (1811), «Carta Topografica Idrografica Militare della Laguna di Venezia e del Littorale compreso tra l'Adige e la Piave eseguita sotto i Ministeri de' Signori Generali Divisionarj Conti Caffarelli e Fontanelli negli anni 1809 - 10 e 11», Mappa, 36 Fogli, Scala 1:15000, Biblioteca Querini Stampalia - Castello 5252, 30122 Venezia, Italia.
- ESCOFFIER, F. (1940), «The stability of tidal inlets», *Shore Beach*, vol. 8 (4), p. 114–115.
- FAGHERAZZI, S. e FURBISH, D. J. (2001), «On the shape and widening of salt-marsh creeks», *Journal of Geophysical Research*, vol. 106 (C1), p. 991–1003.
- FAGHERAZZI, S. e OVEREEM, I. (2007), «Models of Deltaic and Inner Continental Shelf Landform Evolution», *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 35, p. 685–715, doi:10.1146/annurev.earth.35.031306.140128.
- FAGHERAZZI, S. e SUN, T. (2004), «A stochastic model for the formation of channel networks in tidal marshes», *Geophysical Research Letters*, vol. 31, doi:10.1029/2004GL020965.
- FRENCH, J. R. (1993), «Numerical simulation of vertical marsh growth and adjustment to accelerated sea-level rise, Nort Norfolk, U.K.», *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 18, p. 63–81.
- FRENCH, J. R. e STODDART, D. R. (1992), «Hydrodynamics of saltmarsh creek system: implications for marsh morphological development and

- material exchange», *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 17, p. 235–252.
- FRIEDRICHS, C. T. (1995), «Stability shear stress and equilibrium cross-sectional geometry of sheltered tidal channels», *Journal of Coastal Research*, vol. 11, p. 1062–1074.
- FRIEDRICHS, C. T. e PERRY, J. E. (2001), «Tidal Salt Marsh Morphodynamics», *Journal of Coastal Research*, vol. 11, p. 1062–1074.
- GARDNER, D. e BOHN, M. (1980), «Geomorphic and hydraulic evolution of tidal creeks on a subsiding beach ridge plain, North Inlet, S.C.», *Marine Geology*, vol. 34, p. M91–M97.
- GAROFALO, D. (1980), «The influence of wetland vegetation on tidal stream migration and morphology», *Estuaries*, vol. 3, p. 258–270.
- GLOCK, W. S. (1931), «The Development of Drainage Systems: A Synoptic View», *Geographical Review*, vol. 21 (3), p. 475–482, iSSN:00167428.
- HEALEY, R. G., PYE, K., STODDART, D. R. e BAYLISS-SMITH, T. P. (1981), «Velocity variation in salt marsh creeks, Norfolk, England», *Estuarine Coastal Shelf Science*, vol. 13, p. 535–545.
- HUGHES, S. A. (1993), *Physycal Models and Laboratory Techniques in Coastal Engineering*, World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., Farrer Roade, Singapore.
- HUGHES, S. A. (2002), «Equilibrium cross sectional area at tidal inlets», *Journal of Coastal Research*, vol. 18, p. 160–174.
- HUGHES, Z. J., FITZGERALD, D. M., WILSON, C. A., PENNINGS, S. C., WI SKI, K. e MAHADEVAN, A. (2009), «Rapid headward erosion of marsh creeks in response to relative sea level rise», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 36 (L03602), doi:10.1029/2008GL036000.
- JARRETT, J. T. (1976), «Tidal prism-inlet area relationships, Gen. Invest. Tidal Inlets, Rep. 3», Rap. tecn., U.S. Army Coastal Engineering Research Center, Fort Belvoir, VA. and U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- KIRWAN, M. e MURRAY, B. (2007), «A coupled geomorphic and ecological model of tidal marsh evolution», *Proceedings of the Natural Academy of Sciences U.S.A.*, vol. 104 (15), p. 6118–6122, doi:10.1073/pnas.0700958104.
- KRISHNAMURTHY, M. (1977), «Tidal prism of equilibrium inlets», *J. Waterw. Port Coastal Ocean Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, vol. 103 (4), p. 423–432.

- LANZONI, S. e SEMINARA, G. (1998), «On tide propagation in convergent estuaries», *Journal of Geophysical Research*, vol. 103 (30), p. 793–812.
- LANZONI, S. e SEMINARA, G. (2002), «Long-term evolution and morphodynamic equilibrium of tidal channels», *Journal of Geophysical Research*, vol. 107 (C1), p. 3001, doi:10.1029/2000JC000468.
- LAWRENCE, D. S. L., ALLEN, J. R. L. e HAVELOCK, G. M. (2004), «Salt marsh morphodynamics: An investigation of tidal flows and marsh channel equilibrium», *Journal of Coastal Research*, vol. 20, p. 301–316.
- LEOPOLD, L. B., COLLINS, J. N. e COLLINS, L. M. (1993), «Hydrology of some tidal channels in estuarine marshland near San Francisco», *Catena : an interdisciplinary journal of soil science, hydrology, geomorphology focusing on geocology and landscape evolution : a cooperating journal of the International society of soil science*, vol. 20, p. 469–493.
- MARANI, M., LANZONI, S., ZANDOLIN, D., SEMINARA, G. e RINALDO, A. (2002), «Tidal Meanders», *Water Resources Research*, vol. 38 (11), p. 1225–1233.
- MARANI, M., LANZONI, S., BELLUCO, E., D'ALPAOS, A., DEFINA, A. e RINALDO, A. (2003), «On the drainage density of tidal networks», *Water Resources Research*, vol. 39 (2), p. 105–113.
- MARCHI, E. (1990), «Sulla stabilità delle bocche lagunari a marea», *Rend. Fis. Mat. Accademia dei Lincei*, vol. 9, p. 137–15.
- MARCIANO, R., WANG, Z. B., HIBMA, A., DE VRIEND, H. J. e DEFINA, A. (2005), «Modeling of channel patterns in short tidal basins», *Journal of Geophysical Research*, vol. F01001, doi:10.1029/2003JF000092.
- MAYOR-MORA, R. E. (1973), «Hydraulics geometry of a small tidal estuary, Gen. Invest. Tidal Inlets, Rep. 11», Technical report, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- MYRICK, R. M. e LEOPOLD, L. B. (1963), «Hydraulics geometry of a small tidal estuary», Technical Report 422-B, U.S. Geological Surveys Professional Paper.
- NICHOLS, M. M. e BOON, J. D. (1994), *Coastal Lagoon Processes*, cap. Sediment transport processes in coastal lagoons, p. 157–209, Kjerfve, B., Amsterdam, NL.
- O'BRIEN, M. P. (1931), «Estuary tidal prisms related to entrance areas», *Civ Eng*, vol. 1 (8), p. 738–739.
- O'BRIEN, M. P. (1969), «Equilibrium flow areas of inlets in sandy coasts», *J. Waterw. Harbors Coastal Eng. Div. ASCE*, vol. 95, p. 43–52.

- PERILLO, G., MINKOFF, D. e PICCOLO, M. (2005), «Novel mechanism of stream formation in coastal wetlands by crabfishground-water interaction», *Geo-Marine Letters*, vol. 25, p. 214–220, doi 10.1007/s00367-005-0209-2.
- PERILLO, G. M. E. (1995), *Geomorphology and sedimentology of estuaries*, Elsevier, New York.
- PESTRONG, R. (1965), «The development of drainage patterns on tidal marshes», Technical Report 10, Stanford University Publications, Geological Science.
- PETHICK, J. S. (1969), *The Coastline of England and Wales*, cap. Drainage in tidal marshes, p. 725–730, Cambridge University Press, Cambridge, 3rd ed.
- PETHICK, J. S. (1980), «Velocity surges and asymmetry in tidal channels», *Estuarine Coastal Marine Science*, vol. 11, p. 331–345.
- REDFIELD, A. C. (1965), «Ontogeny of a salt marsh estuary», *Science*, vol. 147, p. 50–55.
- REDFIELD, A. C. (1972), «Development of a New England salt marsh», *Ecological Monographs*, vol. 42 (2), p. 201–237.
- REYNOLDS, O. (1889), «Report of the committee appointed to investigate the action of waves and currents on the beds and foreshores of estuaries by means of working models», Technical Report I, British Association Report.
- REYNOLDS, O. (1890), «Second report of the committee appointed to investigate the action of waves and currents on the beds and foreshores of estuaries by means of working models», Technical Report II, British Association Report.
- REYNOLDS, O. (1891), «Third report of the committee appointed to investigate the action of waves and currents on the beds and foreshores of estuaries by means of working models», Technical Report III, British Association Report.
- RINALDO, A., FAGHERAZZI, S., LANZONI, S., MARANI, M. e DIETRICH, W. E. (1999), «Tidal networks 2. Watershed delineation and comparative network morphology», *Water Resources Research*, vol. 35 (12), p. 3905–3917.
- SCHUTTELAARS, H. M. e DE SWART, H. E. (2000), «Multiple morphodynamic equilibria in tidal embayments», *Journal of Geophysical Research*, vol. 105 (C10), p. 24.

- SEABERGH, W., DE KING, D. e B.E., S. (2001), «Tidal Inlet Equilibrium Area Experiments, Inlet Laboratory Investigations», *Engineer Research And Development Center Vicksburg Ms Coastal And Hydraulicslab, Vicksburg, Mississippi*, (A139793), p. 81pp.
- SEMINARA, G., LANZONI, S., SOLARI, L. e BOLLA PITTALUGA, M. (2008), *Geomorphological Fluid Mechanics*, cap. Estuarine Patterns: An Introduction to Their Morphology and Mechanics, p. 455–499, Springer Berlin, Heidelberg, doi:10.1007/3-540-45670-8-19.
- STEEL, T. e PYE, K. (1997), «The development of saltmarsh tidal creek networks: Evidence from the U.K.», in «Proceedings of the Canadian Coastal Conference», p. 267–288.
- STEFANON, L. (2007), «Effetto dei grandi canali navigabili sull'idrodinamica della laguna di Venezia», Tesi di laurea. Relatore: prof. Luigi D'Alpaos.
- STEFANON, L., CARNIELLO, L., D'ALPAOS, A. e LANZONI, S. (2010), «Experimental analysis of tidal network growth and development», *Continental Shelf Research*, vol. 30, doi:10.1016/j.csr.2009.08.018.
- TAMBRONI, N., BOLLA PITTALUGA, M. e SEMINARA, G. (2005), «Laboratory observations of the morphodynamic evolution of tidal channels and tidal inlets», *Journal of Geophysical Research*, vol. 110, doi:10.1029/2004JF000243.
- TEATINI, P., STROZZI, T., TOSI, L., WEGMULLER, U., WERNER, C. e CARBOGNIN, L. (2007), «Assessing short- and long-time displacements in the Venice coastland by synthetic aperture radar interferometric point target analysis», *Journal of Geophysical Research -Earth Surface*, vol. 112-F1 (F01012), doi:10.1029/2006JF000656.
- TEMMERMAN, S., BOUMA, T. J., VAN DE KOPPEL, J., VAN DER WAL, D., DE VRIES, M. B. e HERMAN, P. M. J. (2007), «Vegetation causes channel erosion in a tidal landscape», *Geology*, vol. 35 (7), p. 631–634, doi:10.1029/2004JF000243.
- YAPP, R. H., JOHNS, D. e JONES, O. (1917), «The salt marshes of the Dovey Estuary. Part II: The salt marshes», *Journal of Ecology*, vol. 5, p. 65–103.