



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Proff.sa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**ARCHITETTURA DEPOSIZIONALE ED IDRODINAMICA
DI UNA BARRA TIDALE NELLA ZONA
SETTENTRIONALE DELLA LAGUNA DI VENEZIA**

Relatore: Prof. Massimiliano Ghinassi

Correlatori: Prof. Andrea D'Alpaos

Dott. Alvisè Finotello

Laureando: Andrea Gasparotto

ANNO ACCADEMICO 2014 / 2015

INDICE

ABSTRACT	1
RIASSUNTO	1
1. INTRODUZIONE	5
2. MORFODINAMICA E STRUTTURE SEDIMENTARIE NEI CANALI TIDALI	9
2.1 <i>Ontogenesi dei canali tidali</i>	9
2.2 <i>I meandri nei canali tidali</i>	12
2.2.1 <i>Migrazione dei meandri tidali</i>	16
2.2.2 <i>Trasporto di sedimento e Strutture sedimentarie</i>	20
3. AREA DI STUDIO – LA LAGUNA DI VENEZIA	25
4. MATERIALI E METODI	29
4.1 <i>Analisi foto aeree con GIS</i>	29
4.2 <i>Misure di velocità di flusso: ADCP</i>	30
4.3 <i>Campionamento ed analisi carote sedimentarie</i>	33
4.4 <i>Modellazione 3D</i>	34
5. RISULTATI	37
5.1 <i>Analisi foto aeree</i>	37
5.2 <i>Risultati misure velocità di flusso (ADCP)</i>	38
5.3 <i>Carote sedimentarie</i>	41
5.3.1 <i>Architettura deposizionale</i>	48
6. DISCUSSIONE	63
6.1 <i>Storia deposizionale e morfodinamica della barra</i>	63
6.2 <i>Distribuzione delle facies sedimentarie ed architettura deposizionale</i>	64
6.3 <i>Comparazione con modelli di meandri fluviali</i>	66
7. CONCLUSIONI	67
BIBLIOGRAFIA	69

ABSTRACT

The present work focuses on a tidal bar of the Northern Venice Lagoon, and it is based on investigation of aerial photos, sedimentary facies analyses and 3D modelling. The study of aerial photos highlighted that, since 1968, the bar migrated seaward with a rate of about 20 cm/yr. Moreover the bar migration occurred without any change in sinuosity or bar profile, therefore the bar can be labeled as a translational bar in terms of planform behavior. Bar deposits were studied through 63 sedimentary cores (2-3 m deep). These cores were analyzed on the base of facies analyses principles, which allowed to distinguish between saltmarsh, channel lag, bar and subtidal platform deposits. Spatial correlation (3D modelling) between the main stratal surfaces highlighted that bar accretion was controlled by flood flows, whereas bank retreatment was induced by ebb flows. Finally, it was also noted that bar migration occurred under aggradational conditions, which were linked with vertical growth of the surrounding saltmarshes.

RIASSUNTO

Il lavoro svolto in questa tesi specialistica si focalizza su una barra di meandro tidale collocata nel settore settentrionale della Laguna di Venezia. Nello specifico lo studio in esame di basa su indagini di confronto di foto aeree scattate in diversi anni, analisi di facies sedimentarie e modellizzazione 3D. L'analisi di foto aeree ha permesso di evidenziare che, a partire dal 1968, la barra in esame si è spostata verso mare di circa 11 m con un tasso di migrazione di circa 20 cm l'anno. La morfodinamica di tale barra può essere assimilata ad un comportamento traslazionale, in quanto durante la migrazione la barra ha mantenuto il proprio profilo morfologico abbastanza invariato, senza aumentare la propria sinuosità. Lo studio dei depositi di barra è stato effettuato prelevando un totale di 63 carote di

profondità variabile da 1 a 3 m. Le carote sono state analizzate secondo i moderni criteri di analisi di facies, che hanno permesso di distinguere diversi tipi di depositi, tra cui quelli di barena, di barra, di *lag* di fondo canale e di piattaforma subtidale. La correlazione spaziale delle principali superfici architettoniche costituenti la barra (modellazione 3D) ha permesso di evidenziare come l'accrezione di depositi sul lato verso mare sia avvenuta principalmente durante fasi di marea entrante, mentre il flusso di marea uscente era principalmente responsabile dell'erosione di sponda. Inoltre, è stato messo in evidenza come la migrazione della barra sia stata accompagnata da una componente di aggradazione verticale, associata a fenomeni di accrezione della barena, e che comporta nel tempo un progressivo aumento della sezione idraulica del canale.

1. INTRODUZIONE

In alcune parti del pianeta le particolari condizioni morfologiche locali possono fare in modo che le correnti tidali siano il maggior fattore di controllo della distribuzione di sedimenti e della morfodinamica. Come ben espresso dal lavoro di Dalrymple (Dalrymple *et al.* 2007) la corretta interpretazione dei depositi sedimentari associati agli ambienti di marea richiede un'analisi degli ambienti deposizionali mediante l'uso delle analisi di facies nonché la suddivisione di tali ambienti in unità usando i principi di stratigrafia sequenziale. Tuttavia negli ambienti tidali le variazioni nei processi deposizionali che portano alla deposizione di facies tipiche non sono così immediatamente individuabili a causa della grande complessità delle forze in gioco. Il primo fattore di questa complessità è l'energia tidale, la quale non varia in maniera semplice e continua come passando da ambienti di offshore ad altri più prossimali alla linea di costa. Tuttavia studi recenti (Dalrymple *et al.*, 2007) evidenziano come gli ambienti dominati da marea siano generalmente ipersincroni, ossia presentino una crescita del *tidal range*¹ e della velocità delle correnti andando verso terra a causa del restringimento dei canali (*funnel-shape geometry*) (Figura 1, A). Una situazione un po' meno tipica è quella in cui i canali, in aree più aperte (aree *back-barrier* o bacini ampi), sperimentano una riduzione della velocità graduale andando verso terra per una progressiva perdita d'energia in un sistema detto iposincrono (Figura 1, B). Il secondo fattore di complessità caratterizzante gli ambienti costieri dominati dalle maree è che, in queste particolari aree, è presente un complesso network di barre, aree emerse e canali in continua migrazione.

Tuttavia, nonostante la complessità di tali ambienti, l'alternanza di depositi con diverse caratteristiche di porosità e permeabilità, risultano di rilevanza economica data la loro potenzialità come reservoir (ad esempio le *McMurray Oil Sands* in Canada; Dalrymple *et al.* 2007).

¹ Variazione in altezza della marea

In un ambiente intertidale si possono individuare tre principali componenti morfologiche: (i) piane tidali o barre non vegetate, (ii) paludi vegetate, (iii) canali che mettono in connessione le altre due zone (D'Alpaos *et al.*, 2005).

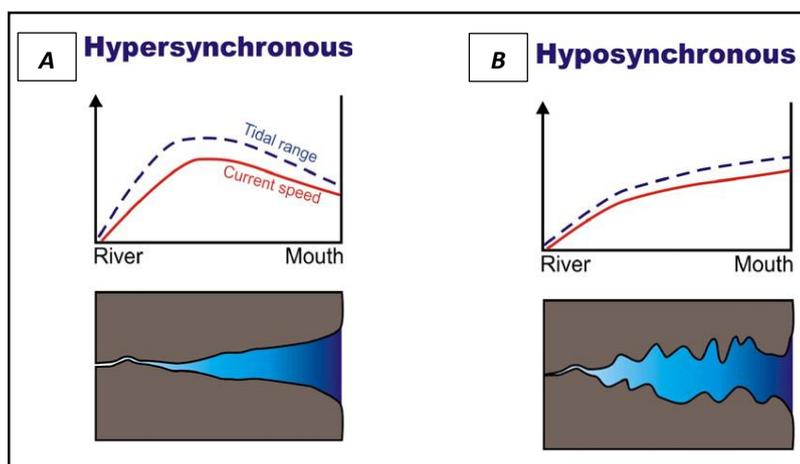


Fig. 1 - A) Decrescita del tidal range e della velocità delle correnti di marea in un sistema di tipo ipersincrono dove i canali assumono geometrie a forma d'imbuto "funnel shape". Notare come l'influsso tidale sia maggiore nella parte centrale del canale mentre decresce nelle aree di river mouth e fluviale in sensu strictu. B) Decrescita della velocità e del tidal range in modo graduale verso l'entroterra in un sistema detto iposincrono. (Modificato da Dalrymple *et al.*, 2007)

Come ben descritto da Hughes (Hughes, 2012), i canali, in un sistema costiero dominato dalle correnti di marea, sono i corpi attraverso i quali le onde di marea si possono propagare nella piana tidale guidando lo scambio di sedimento ed acqua tra le aree esterne e quelle interne del sistema. La natura dei canali tidali sarà influenzata dalle condizioni tidali locali e dalla velocità dei flussi di marea. La risposta di una regione a ripetute e periodiche inondazioni permette la genesi di una rete di canali che fungono da drenaggio e che si snodano attraverso un sistema composto da aree ribassate periodicamente soggette ad annegamento. I canali tidali mostrano una serie di caratteristiche ben evidenti come un certo grado di sinuosità, depositi come *point bar*, stratificazioni a basso angolo e rapporto spessore/profondità maggiore di 5 (D'Alpaos *et al.* 2005).

In questo lavoro assumono un'importanza rilevante i depositi di barra associati ai canali sinuosi (i.e. depositi di *point bar*) che si sviluppano in ambienti dominati

dalle maree come quelli presenti nell'area della Laguna di Venezia. I modelli di facies relativi alle *point bar* tidali non sono oggi molto dettagliati, soprattutto se messi a confronto con i corrispettivi depositi di ambiente fluviale. Nonostante i meandri tidali siano una delle strutture principali di un ambiente di marea, sono pochi i lavori che effettivamente analizzano la loro evoluzione idrodinamica e morfodinamica (Marani *et al.*, 2002; Solari *et al.*, 2002; Fagherazzi *et al.*, 2004; Hood, 2010; Choi *et al.*, 2015). L'architettura interna dei canali meandriiformi tidali poi, risulta essere quasi inesplorata (Bridge *et al.*, 1976; De Mowbray, 1983; Thomas *et al.*, 1987; Hughes, 2012) e spesso troppo facilmente avvicinata a quella relativa alla loro controparte fluviale (Allen, 1982).

Ad ogni modo ci sono delle differenze rilevanti dal punto di vista morfodinamico nonché sedimentologico tra depositi di barra associata ai meandri tidali rispetto a quelli associati a sistemi fluviali. In particolare i canali tidali sperimentano dei flussi inversi che nei sistemi fluviali sono presenti in piccola parte e solamente nella porzione distale e più prossima al bacino (Dalrymple *et al.*, 1992; Dalrymple *et al.*, 2007). Ciò fa in modo che i depositi di barra in ambiente tidale abbiano delle strutture bidirezionali che risultano differenti rispetto alla loro controparte fluviale in cui dominano flussi unidirezionali. Alcune evidenze permettono poi di identificare i depositi relativi ai meandri tidali rispetto a quelli relativi ai canali fluviali: (i) i canali tidali, al contrario della controparte fluviale, presentano depositi di fondo (*lag deposit*) spesso contenenti discrete quantità di conchiglie le quali sono presenti anche all'interno delle *point bar*; (ii) la mobilitazione di sedimento avviene in tempi più regolari entro un range ben definito negli ambienti tidali; (iii) spesso le sequenze più superficiali di barra tidale presentano strutture come ripple da corrente, che spesso appaiono associate a correnti bidirezionali; (iv) l'alternanza tra strati di sabbia e strati di materiale più fine (fango e silt) sono tipici delle barre che si sviluppano in canali di marea; (v) le *point bar* tidali si presentano con una bioturbazione decisamente più marcata.

Questo lavoro di tesi, dunque, mira ad ampliare le poche conoscenze relative all'evoluzione morfodinamica e sulle architetture deposizionali dei meandri tidali mediante analisi di facies ad alta risoluzione dei depositi di barra, analisi

d'immagine e la realizzazione di un modello 3D di un deposito di *point bar* relativo ad un canale tidale locato nella zona settentrionale della Laguna di Venezia.

2. MORFODINAMICA E STRUTTURE SEDIMENTARIE NEI CANALI TIDALI

Le aree situate in contesti a marea sperimentano due picchi di velocità delle correnti di marea al giorno: la *maximum flood velocity*, della corrente durante la fase di flusso, ossia di marea entrante, e la *maximum ebb velocity*, della corrente durante la fase di riflusso, ossia di marea uscente dal bacino a marea. Le correnti di marea possono essere caratterizzate da variazioni importanti della velocità sia in termini di magnitudo assoluta, sia in termini di confronto tra *flood* ed *ebb current* in funzione del punto del sistema tidale considerato. Quest'ultimo carattere delle correnti in un ambiente a marea viene detto "asimmetria tidale" e rappresenta uno degli aspetti più caratteristici e distintivi di questi ambienti. Secondo quanto descritto da Rinaldo *et al.* (1999), la velocità delle correnti entro un sistema di potenti canali tidali è per lo più controllata dalla variazione della profondità dell'acqua durante le diverse fasi di marea, trattandosi di un'onda lunga in acque basse. Nei canali minori (*creek*) invece, può assumere una certa importanza anche il gradiente topografico del fondo del canale o delle sue pareti laterali, poiché questi canali minori si presentano con inclinazioni nelle morfologie di fondo che sono sensibilmente più elevate rispetto ai canali di dimensioni maggiori.

2.1 Ontogenesi dei canali tidali

I processi che controllano la nascita e lo sviluppo di un sistema di canali a marea che vanno a formare una rete che innerva una piana tidale sono essenzialmente due: (i) **processi verticali**, i quali possono essere legati ad un approfondimento di una porzione della piana per erosione o per compattazione, oppure possono essere causati dall'aumento del livello del mare. Tali processi possono essere altresì legati ad una certa diminuzione della profondità del canale, che si può invece riscontrare qualora vi sia una cospicua deposizione di materiale inorganico o vi siano variazioni

nel rapporto tra accrezione-erosione della piana tidale che portino all'insorgere di una deposizione netta all'interno del canale; (ii) **processi laterali**, comunemente legati all'elaborazione planimetrica della rete di canali, all'ampliamento dei canali per erosione ed, infine, alla migrazione dei canali stessi. Tuttavia, i canali presenti all'interno di uno stesso ambiente a marea, non hanno tutti la medesima origine e proprio a causa di questa diversa genesi essi funzioneranno anche in maniera diversa l'uno dall'altro (Hughes., 2012).

Secondo D'Alpaos *et al.*,(2005) la rete di canali che si viene a formare in un ambiente tidale esercita un controllo primario sull'idrodinamica e sullo scambio di sedimenti in queste regioni. Le aree costiere fortemente influenzate delle maree possono essere suddivise in tre domini differenti, determinati ciascuno da caratteristiche idrodinamiche nonché sedimentologiche diverse: *salt marshes* (barene), *tidal flats* (bassifondi) e *channel networks* (reti di canali). Le barene o *salt-marshes* sono le zone relativamente più elevate all'interno di un bacino tidale, generalmente situate al di sopra del livello medio del mare, regolarmente inondate durante i cicli di marea, le quali hanno subito una complessa storia erosiva e deposizionale e dove è comunemente presente una vegetazione di tipo alofitico². I bassifondali o *tidal flats* sono invece le aree caratterizzate da quote al di sotto del livello medio del mare ma superiori al minimo livello di marea e si posizionano tra le *salt marshes* e le aree del bacino tidale più profonde, dette *subtidal platforms*. Infine, il terzo dominio è rappresentato dalla rete di canali a marea, che incidono le superfici di barena o di bassifondale trasportando sedimenti durante i cicli di marea, nonché fungendo da vie preferenziali per il trasporto di flussi d'acqua e di nutrienti. Alcune evidenze suggeriscono la presenza di due modi in cui un canale si può sviluppare: **per deposizione** – accumulo di sedimento nelle aree circostanti il canale; **per incisione** – il più importante. Modelli matematici che descrivono la propagazione delle correnti di marea all'interno dei canali e delle porzioni non canalizzate del bacino, evidenziano come lo sforzo tangenziale al fondo (bottom *shear stress*) sia caratterizzato da valori massimi in corrispondenza delle estremità

² Vegetazione adattata a vivere in un ambiente salato e povero di ossigeno

dei canali dette “*tip*”, specialmente nei canali a marea che solcano le superfici di barena (Figura 2). Proprio il valore elevato dello sforzo tangenziale al fondo, alle estremità dei piccoli canali a marea, suggerisce che sia l’erosione a garantire il maggior contributo allo sviluppo dei canali tidali. In generale, la piana tidale è soggetta a flussi caratterizzati da velocità assai modeste (dell’ordine di 0.05-0.10 m/s sulle superfici di barena e di 0.50 -1.00 m/s all’interno della rete di canali) che percorrono la piattaforma tidale. Tuttavia, questi flussi che aumentano la loro intensità a misura che l’area drenata da una certa sezione di canale aumenta, sono in grado di mobilitare sedimenti presenti sul fondo dei canali e di alcune zone di barena o bassofondale, provocando l’erosione di tali superfici e la conseguente formazione ed evoluzione di canali a marea. Questa è nota come “lunghezza critica del flusso” e dipende da vari fattori quali l’intensità dell’apporto di sedimento, la capacità di resistenza all’erosione del substrato e la capacità d’infiltrazione che ha l’acqua. Negli ambienti intertidali (*tidal flat*) velocità maggiormente elevate del flusso sono più probabili durante le *ebb tide* poiché, durante la fase di riflusso della marea, si generano gradienti idraulici importanti tra la piattaforma tidale e i canali (Hughes., 2012), anche se secondo alcuni autori alcuni canali di marea si possono formare anche come risultato di fenomeni erosivi che si manifestano durante la fase di flusso o *flood tide*.

I canali tidali tuttavia non si formano unicamente grazie a processi erosivi, ma anche per processi di deposizione (Hood., 2006 e 2010). Sono stati proposti alcuni modelli deposizionali per la formazione dei canali tidali nelle zone di barena. In queste aree si ha un potenziamento del tasso di accumulo (aggradazione), rispetto a quanto avviene nelle normali aree di piana tidale o nei canali, grazie al contributo proprio della vegetazione che fornisce materia organica all’ambiente. La vegetazione è anche in grado di aumentare la deposizione di materiale inorganico come conseguenza della riduzione della turbolenza (che tende a mantenere in sospensione le particelle rallentandone la deposizione) e della cattura diretta di sedimento. Sia lo fregamento ai lati delle macchie di vegetazione, sia la presenza di locali accumuli di sedimento, fanno in modo che si creino delle vie preferenziali ai flussi di marea, con conseguente aumento di velocità e di sforzo tangenziale al fondo e genesi di

canali. Vi sono poi una serie di processi secondari (Hughes., 2012) che operano così da alterare la rete di canali già esistente aumentando il livello di complessità dei canali stessi (elaborazione). Tali processi includono la connessione di sezioni di canali preesistenti e lo sviluppo di aree di ostruzione dei canali da parte di blocchi di barena collassati dalle sponde. Si formano spesso degli specchi d'acqua di piccole dimensioni che, col passare del tempo, possono presentare caratteri di salinità crescenti comportando cambiamenti anche nella vegetazione che li circonda. La presenza e la successiva elaborazione dei canali tidali può quindi influenzare profondamente la stratigrafia delle regioni intertidali mediante l'innesto di fenomeni quali la migrazione laterale dei meandri e la conseguente deposizione di forme caratteristiche come le *point-bar*.

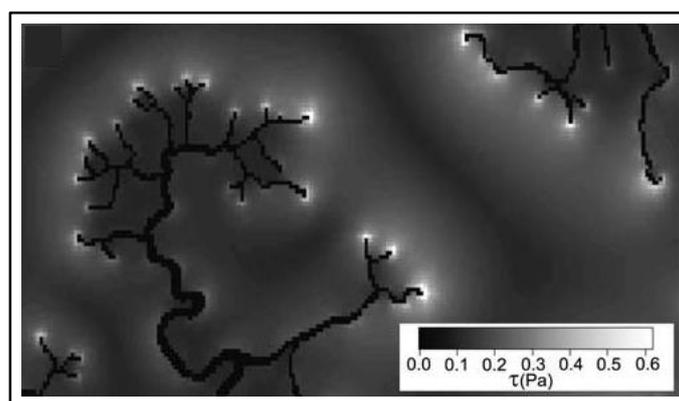


Fig. 2 – Distribuzione degli sforzi tangenziali al fondo su una barena naturale in Laguna di Venezia (Barena Pagliaga). (D'Alpaos et al., 2005)

2.2 I meandri nei canali tidali

La forma di un canale riflette le variazioni delle forze in gioco che sono presenti in un dato sistema. Se l'energia del flusso o la portata di un canale cambiano, oppure se le sponde divengono più facilmente erodibili, un canale può passare dall'essere rettilineo a divenire meandriforme.

Il punto di massima erosione in un sistema meandriforme si ha in concomitanza con la zona di massima velocità della corrente la quale corrisponde tipicamente con la

sponda esterna di un meandro. Il picco di erosione su tale sponda però può non coincidere con il punto apicale della curva di meandro (Figura 2.1). Nei canali tidali il flusso è bidirezionale, ma la linea ottimale di massima velocità durante le *ebb tide* e le *flood tide* non è la stessa, ma seguirà percorsi differenti a causa del fatto che le massime *flood current* si hanno in prossimità dei momenti di alta marea, mentre le massime *ebb current* si generano nei momenti di bassa marea. Ciò fa in modo che il flusso segua dei percorsi diversi all'interno del corso d'acqua (Figura 2.2) con le *ebb current* che si concentrano, inoltre, quasi esclusivamente all'interno dei canali mentre le *flood current*, in genere, vanno ad invadere in parte anche la piana tidale circostante riducendo drasticamente la loro velocità e rilasciando di conseguenza il carico di sedimento più fine in sospensione. La bidirezionalità risulterà dunque nell'erosione in punti diversi di un meandro durante gli stage di *ebb* e *flood tide*.

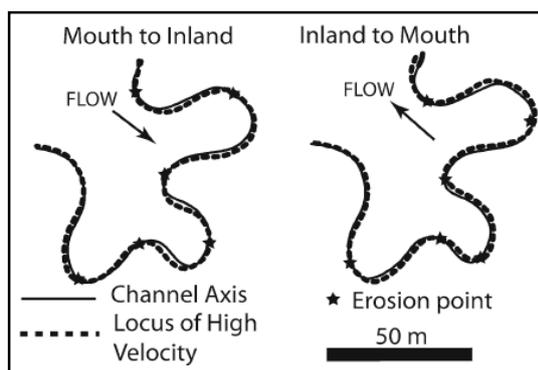


Fig. 2.1 – Con i pallini sono evidenziati i punti di erosione che corrispondono alle zone in cui si ha il massimo di velocità del flusso che però non coincide con il punto apicale della curva del meandro. (Modificato da Fagherazzi et al., 2004)

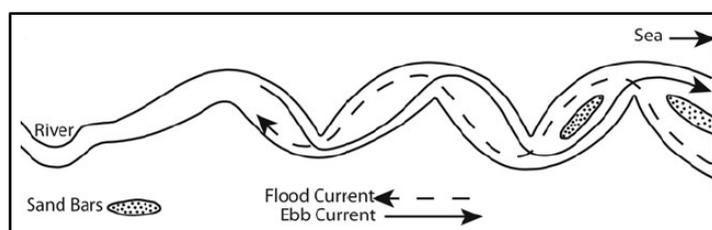


Fig. 2.2 – Meandri con flussi di marea – asimmetria tidale – che hanno picchi di velocità in punti differenti. (Modificato da Hughes., 2012)

Quando un flusso si muove attorno ad una curva, come avviene in un meandro, la forza momento genera una linea ottimale di alta velocità nella zona della sponda interna del corso d'acqua. Quando questo flusso a velocità elevata è forzato ad andare verso l'esterno della curva, si genererà un gradiente sulla superficie dell'acqua tale da instaurare una circolazione secondaria capace di muovere l'acqua e il sedimento verso la porzione interna della curva (*helical spiraling of flow*) realizzando un deposito di barra (Hughes, 2012). Di fatto si avrà il fenomeno della *separazione del flusso* descritta da Bridges (Bridges *et al.*, 1976). La separazione del flusso si imposta in corrispondenza di curve strette di meandro dove si origina un complesso sistema di vortici elicoidali all'interno del fluido. Secondo alcune osservazioni prolungate, lo stage di *ebb tide* è il momento dominante per la generazione della separazione di flusso (Bridge *et al.*, 1976). Gli effetti principali di questo fenomeno sono una rapida deposizione del materiale fino (silt e fango) portato in sospensione nella parte interna della zona di separazione con conseguente potenziale sviluppo di *ripple* da corrente che si muovono sopra corrente rispetto alla direzione del flusso principale del canale, mentre il secondo effetto coincide con una decrescita effettiva dello spessore del canale che inizia sulla sponda esterna del corso d'acqua nel punto opposto rispetto al punto di separazione del flusso (Figura 2.3) e che porta ad avere un incremento locale della velocità del flusso e quindi un aumento nel tasso d'erosione sulla sponda esterna (Bridges *et al.*, 1976).

Si possono identificare perciò due aree distinte all'interno di un canale tidale meandriforme: una zona di deposizione ed una di erosione. In quest'ultima, posizionata solitamente sulla sponda esterna, il fenomeno dell'erosione si genera principalmente in risposta allo sforzo causato direttamente dalla parte del fluido che riesce a superare la soglia della separazione di flusso (ogni tanto però anche i vortici che si generano nella sponda interna e che si muovono sotto corrente possono causare una leggera erosione nella porzione più bassa della barra). Nella zona di deposizione, collocata sulla sponda interna del meandro, invece, si riscontrano alti tassi di accumulo associati al movimento dei vortici generati dalla separazione del flusso. Durante il ritiro delle acque si depositano strati di fango sopra a successioni sabbiose ed il ripetersi di tali alternanze durante successivi cicli di marea produce

strutture interne alla barra che avanzano accrescendo lateralmente verso il canale assecondandone la migrazione laterale. Dal punto di vista dello sviluppo di un modello concettuale (Bridges *et al.*, 1976) si avrà la produzione di una separazione di flusso intensa durante lo stage intermedio di fasi di *flood* ed *ebb*, con conseguente erosione sulla sponda esterna del meandro la quale tenderà perciò ad arretrare, ed una deposizione sulla sponda interna (*point bar*) che tenderà ad avanzare rapidamente (Figura 2.4).

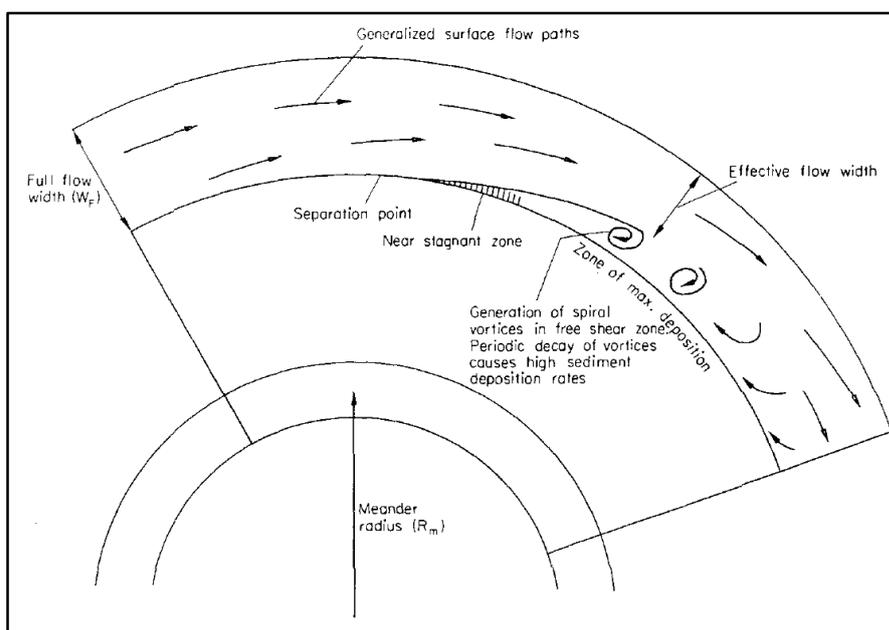


Fig. 2.3 – Rappresentazione delle principali caratteristiche della separazione del flusso in un meandro con instaurazione di una circolazione secondaria. (Bridges *et al.*, 1976)

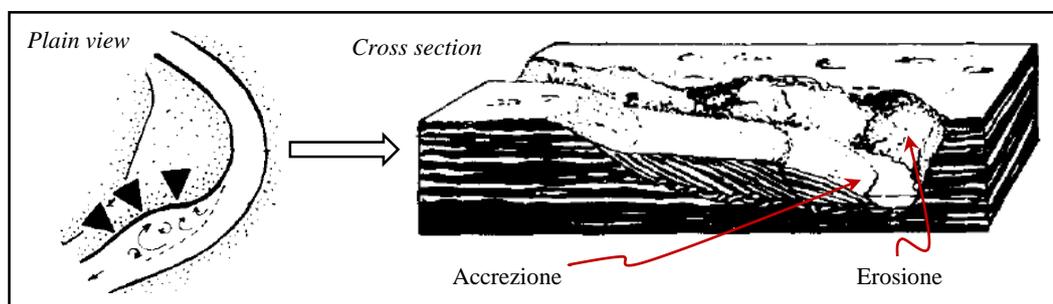


Fig. 2.4 – Modello concettuale di sviluppo di una barra di meandro in un'ambiente tidale. (Modificato da Bridges *et al.*, 1976)

Quindi, mentre nei sistemi fluviali il flusso unidirezionale fa in modo che si generino delle *point-bar* nella parte interna del canale, nei sistemi tidali la circolazione secondaria che si instaura agisce in direzioni differenti (asimmetria tidale) con differenti magnitudo. Ciò causa erosione e deposizione di sedimento rispettivamente sul margine esterno ed interno del canale, ma i siti principali di erosione e deposizione occupano posizioni diverse a seconda che ad agire sia la *ebb current* oppure la *flood current*.

2.2.1 Migrazione dei meandri tidali

La migrazione di canali ha il potenziale di generare importanti figure deposizionali attraverso l'accrezione laterale dei depositi di barra ad essi associati nonché mediante l'erosione che si genera sulla sponda esterna del corso d'acqua. I canali tidali sono il maggior sistema di drenaggio nelle piane tidali e fungono da condotti per il trasporto dei sedimenti. La loro migrazione può essere dovuta a molteplici fattori idrodinamici come l'asimmetria nella velocità delle correnti di marea. La migrazione dei canali tidali può divenire importante quando ad essa si associa un episodico incremento dello scarico d'acqua in presenza di forti ed abbondanti precipitazioni di carattere regionale (Choi, 2011; Choi *et al.* 2013). La forma di migrazione più comune consiste nell'erosione della sponda esterna da parte della corrente e nella contemporanea compensazione operata dalla sedimentazione sulla sponda interna (Figura 2.5, A). In realtà esistono una serie di modi diversi in cui un canale può migrare spostandosi lateralmente (Figura 2.5, B) come riportato da Charlton (Charlton, 2007).

L'*espansione laterale* si ha durante la formazione di un canale e risulta nell'aumento dell'ampiezza dei meandri e relativa sinuosità. La *traslazione*, la modalità di migrazione meno comune, si genera laddove il meandro migra contro una sponda poco erodibile mantenendo costante la propria sinuosità con il lato esterno sopracorrente che subisce erosione mentre nel lato opposto avviene deposizione.

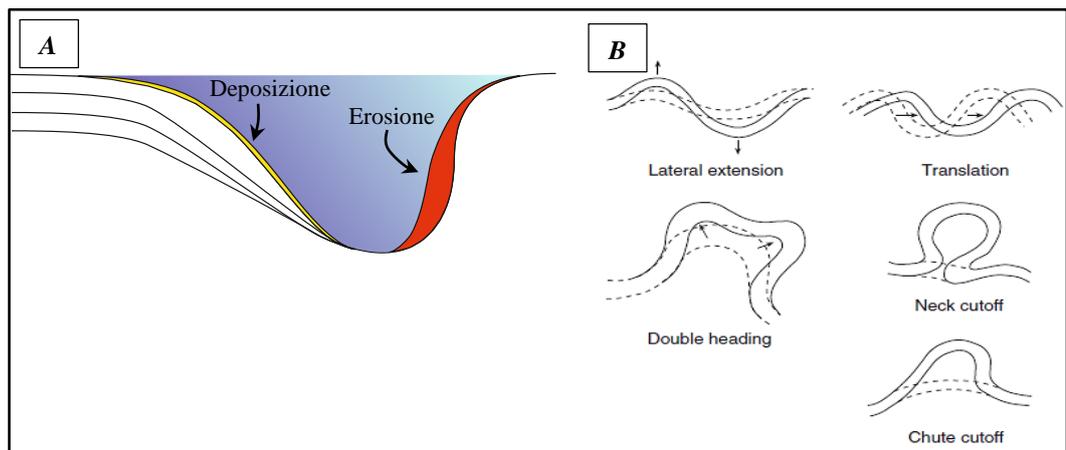


Fig. 2.5 – A) Schema ideale di erosione e deposizione all’interno di un canale tidale generico (sezione trasversale); B) Stili di migrazione laterale tipici di un sistema meandriforme. (Charlton., 2007)

I canali meandriformi possono sviluppare anche altre e più complesse, benché meno comuni, strutture di migrazione come quelle a “*doppia testata*”, in cui il canale risulta piegarsi in due punti apicali differenti. Anche fenomeni di *cutoff* possono essere considerati dei meccanismi attraverso i quali un corso meandriforme può migrare lateralmente. La migrazione di un canale è dunque sostanzialmente soggetta a due condizioni, ossia la presenza di un flusso sufficientemente forte in grado di erodere le sponde del canale e di depositare sul lato opposto, e la presenza di sedimenti facilmente erodibili. Le *channel bar* sono quindi gli elementi deposizionali più comuni negli ambienti dominati dai canali tidali e la loro migrazione è sostanzialmente governata dalla corrente di marea più forte (Figura 2.6).

Ci sono diversi indicatori che permettono di riconoscere la presenza di una migrazione da parte di un canale tidale. Uno dei più importanti è l’identificazione delle strutture connesse allo spostamento laterale delle barre. In tal senso lo sviluppo di depositi finemente laminati in scala da millimetrica a centimetrica, che immergono in maniera più o meno dolce (5-15°) verso il *thalweg* di un canale alternati a strati sabbiosi (strutture dette *stratificazioni eterolitiche inclinate* – IHS; paragrafo successivo), suggeriscono la direzione di migrazione della barra. Tuttavia le *point-bar* non sono il risultato di una semplice serie di deposizioni successive,

ma risultano da un complesso bilanciamento tra erosione e deposizione. In Figura 2.7 si vedono una serie di barre caratterizzate da laminazioni confinate tra superfici erosive più inclinate. All'interno di ciascuna unità si può notare come la lamina basale presenti una concavità verso l'alto, mentre le lamine al top tendono ad una forma più convessa.

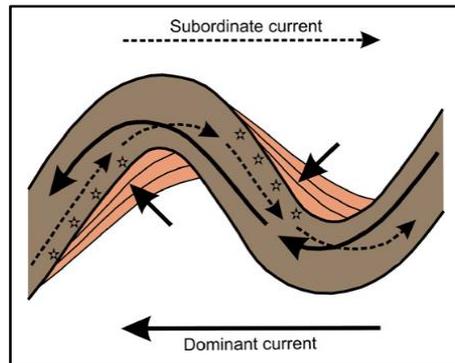


Fig. 2.6 – Immagine schematica che illustra il flusso bidirezionale all'interno di un canale tidale con predominanza di una delle due correnti e conseguente erosione della sponda sottocorrente e deposizione su quella opposta di barre tidali. (Dalrymple et al. 2007)

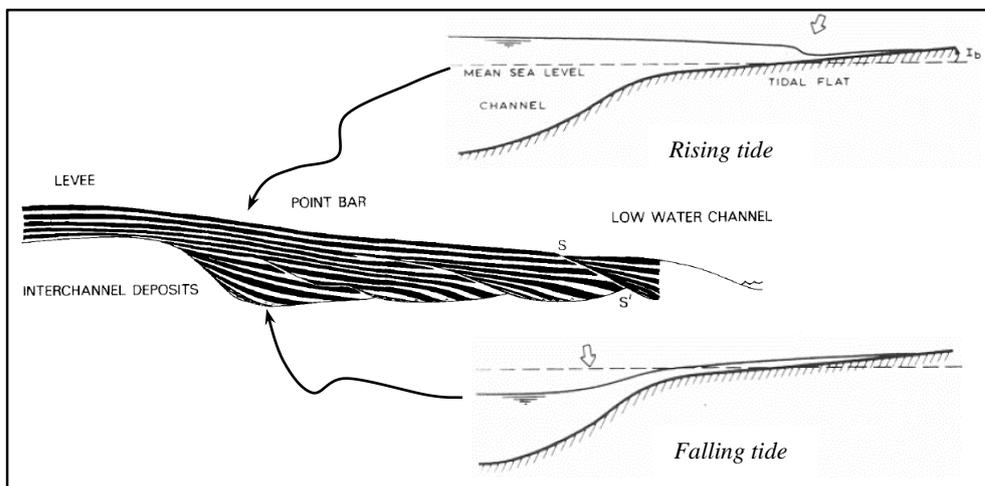


Fig. 2.7 – Sezione di un canale tidale. Drum Bay Scozia. (modificato da De Mowbray 1983). A destra sezioni idealizzate di propagazione delle onde di marea durante le flood tide e le ebb tide. (Dronkers., 1986)

Diversi studi più recenti hanno raccolto anche altri indizi sulla migrazione laterale dei canali in ambienti di tipo tidale (McClennen *et al.*, 2006; Fruergaard *et al.*, 2011). Le tecniche più utili per determinare il tasso di migrazione laterale dei canali nelle aree di *marsh* e il minimo tasso di accumulo verticale di sedimento nelle *mudflat*, sono, tra le altre, le indagini sismiche a riflessione del sottosuolo. L'inclinazione e la profondità di *point-bar* sepolte visibili con le indagini sismiche sono indicative della paleoposizione di un canale e della migrazione operata dai suoi meandri.

Un modello per l'accrezione e l'architettura stratigrafica delle *point bar* è stato riassunto da Allen (Allen, 1982) il quale però non fa una marcata distinzione tra migrazione in contesto fluviale e migrazione in contesto tidale (Figura 2.8).

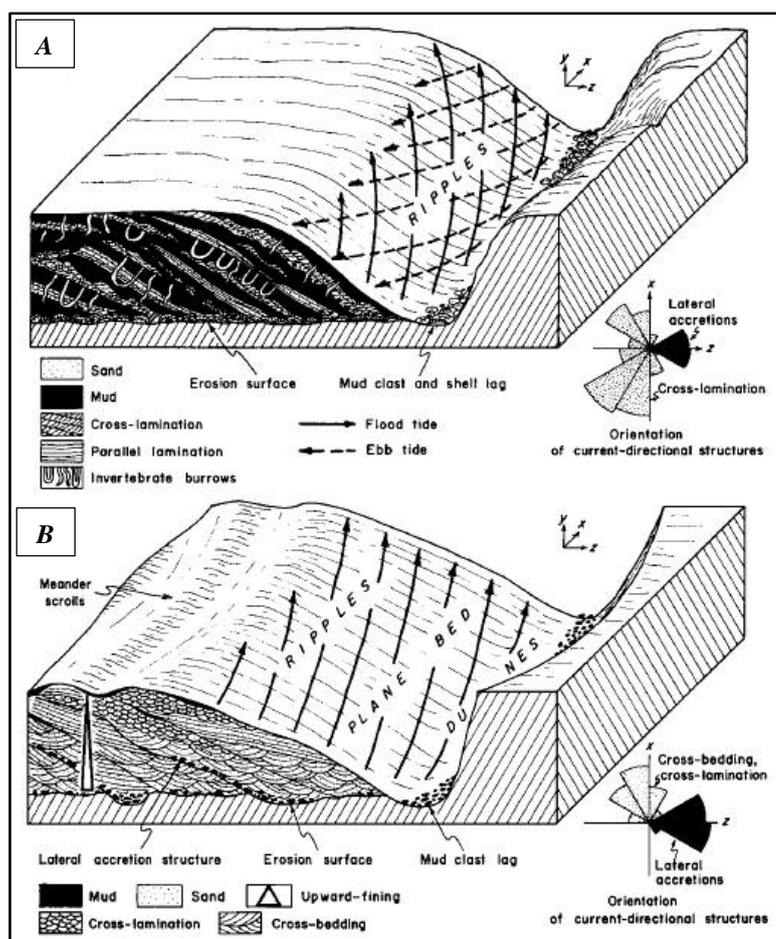


Fig. 2.8 – Modello che evidenzia le successioni sedimentarie e le strutture in una barra in contesto tidale (A) e fluviale(B). (Allen, 1982)

Secondo tale modello i depositi di accrezione laterale raramente superano il metro e mezzo di spessore e consistono di strati inclinati sabbiosi inframezzati dalla presenza di strati meno spessi di fango aventi un profilo generale convesso. Gli strati sabbiosi si presentano spesso laminati e possono essere ricchi di *ripple* da corrente e negli ambienti tidali si riscontrano strutture bidirezionali conservate. Alla base delle barre poi è presente una superficie erosiva sopra la quale si collocano, in genere, dei depositi ricchi in gusci mischiati a clasti di fango e sedimenti più grossolani derivanti dall'erosione delle sponde. Dal punto di vista del contesto fluviale (Figura 2.8, B) il modello mostra una barra con base erosiva discontinua, tagliata dall'avanzamento laterale del meandro. Tale barra tende ad immergere a basso angolo verso il fondo del canale. Il trend deposizionale generale è *fining upward*, mentre strutture sedimentarie appaiono verso il top. In un contesto di tipo tidale (Figura 2.8, A) il modello è molto simile a quello appena descritto con le uniche differenze che riguardano la presenza di facies a stratificazione incrociata per la presenza delle correnti che viaggiano in senso opposto durante i cicli di marea giornalieri e la ricchezza di bioturbazione nella parte sommitale della barra.

2.2.2 Trasporto di sedimento e Strutture sedimentarie

Dal momento che le correnti tidali sono asimmetriche si avranno dei caratteristici percorsi di trasporto per cui si genererà un flusso netto di sedimento in una determinata direzione, la direzione della corrente di marea prevalente. Il riconoscimento di un regime tidale in sedimenti si concretizza in una serie di strutture caratteristiche.

Strutture tipiche nonché utili per definire la storia di migrazione di una barra in ambiente tidale sono le IHS "*Inclined Heterolithic Stratification*", termine introdotto per la prima volta da Thomas *et al.* (1987). Si tratta di depositi litologicamente eterogenei aventi spessori variabili con inclinazioni iniziali di 1-36°, formati dalla sovrapposizione di differenti *set* ciascuno dei quali è composto da un'alternanza di sabbie e strati più sottili di materiale fangoso-siltoso. Queste sono strutture associate principalmente all'accrezione laterale delle barre in canali

meandriformi sia in ambienti fluviali sia in ambienti tidali dove però risultano essere particolarmente abbondanti e possono presentarsi sotto differenti forme (Thomas *et al.*, 1987) come evidenziato in Figura 2.9.

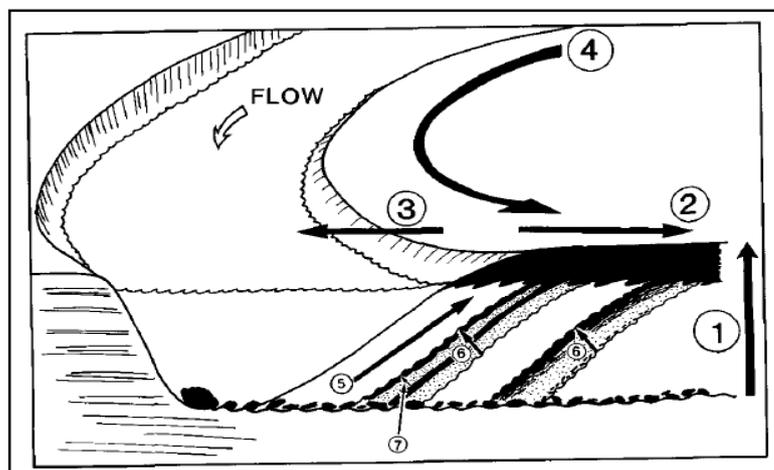


Fig. 2.9 – Illustrazione schematica di un'ipotetica point bar dove sono mostrati i sette possibili trend FU a diversa granulometria associati ad un depositi IHS. 1= trend FU complessivo, 2= fining laterale entro una sequenza di overbank, 3= fining laterale entro il canale, 4= fining lungo il flusso, 5= fining up-dip con unità inclinate singole, 6= fining perpendicolare alla superficie inclinata degli strati, 7= ritmicità fining upward entro i membri più fini delle singole unità inclinate. (Thomas *et al.*, 1987)

C'è dunque una tendenza generale nel considerare tali strutture come indicatrici di ambienti di marea. I cicli di *spring tide* e *neap tide* che si susseguono ogni due settimane causano delle sostanziali differenze di velocità nelle correnti e nel conseguente tasso di trasporto. In alcuni casi la variazione di velocità è talmente grande da avere, durante le *spring tide*, una rimobilitazione di sedimento sabbioso, mentre durante le *neap tide* tale moto rallenta portando al drappoggio da parte di sedimento fine sulle strutture sabbiose. La ciclicità dovuta al ripetersi per molti anni di queste alternanze è considerato l'indicatore più significativo dell'influenza tidale. La presenza di superfici erosive con concavità rivolta verso l'alto è una caratteristica abbastanza comune nelle IHS. Tali superfici hanno la base in corrispondenza del *thalweg* del canale poiché il *thalweg*, nell'evoluzione dinamica di una canale, localmente può andare a tagliare le sponde dove prima si aveva una

situazione di deposizione.

Altre strutture che possono fornire un'indicazione della deposizione in ambiente di marea sono i *ripple* e le *dune* che si formano facilmente poiché le correnti di marea raggiungono velocità tali da poterne permettere la formazione (all'interno dei canali tidali le correnti possono raggiungere anche 1.5 m/s). La natura bidirezionale delle correnti tidali tuttavia fa in modo che entrambe queste strutture si formino in una porzione del sistema dominata da una delle due principali correnti (*flood* oppure *ebb current*), ma che, proprio a causa di correnti residue nel verso opposto, possono presentarsi sensibilmente modificati. All'interno dei canali tidali sono caratteristiche strutture che si impostano in cicli successivi sovrainposti a formare delle stratificazioni incrociate caratteristiche, chiare indicatrici di una direzione bimodale di trasporto. Con riferimento alla Figura 2.10, si può notare come nella parte più costiera dominata dal fluviale di un tipico ambiente estuarino, al di sopra dell'area influenzata dalle maree, tutti i ripple e le dune sono orientate verso il mare e le paleocorrenti risultano unidirezionali.

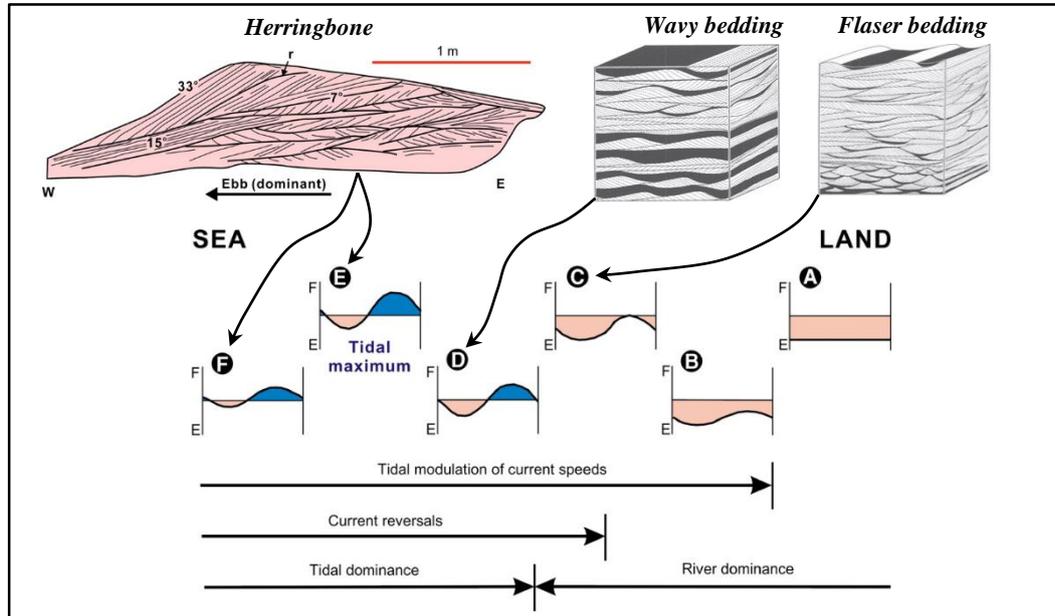


Fig. 2.10 – Schema semplificato che rappresenta il cambio nella natura delle correnti di marea in un sistema che passa dal mare al fluviale. E = direzione verso il mare (ebb current e/o river current); F = direzione verso terra (flood current). (Dalrymple et al., 2007). In alto riportare strutture tipiche per ogni regime di corrente. (Herringbone cross stratification da Dalrymple et al., 2007; Wavy e Flase bedding da Bridge et al., 2008)

Muovendoci verso il mare l'area comincia a risentire una debole influenza dalle onde tidali (*ebb flow* all'interno dei canali), ma gli indicatori tidali continuano a non essere evidenti poiché il flusso rimane pressoché unidirezionale. Andando ancor più verso il mare dove la forza delle correnti di marea comincia a crescere in modo significativo, si comincia a vedere deposizione di un po' di fango in drappi (*mud drapes*) tra le laminazioni incrociate durante i periodi in cui il flusso di marea si fiacca. Il relativo basso contenuto di fango in sospensione che si ha in questa regione fa in modo che i drappi siano molto sottili ($< 1\text{mm}$) e spesso ricchi di materia organica e silt. Lo sviluppo dei *mud drapes* può essere influenzato dalla variazione stagionale nello scarico del fiume. Gli indicatori veri e propri cominciano a vedersi davvero nelle aree più costiere dove l'influenza tidale è decisamente maggiore. L'evidenza primaria è quella relativa alla presenza di ripple nonché di stratificazioni incrociate dette *herringbone cross-stratification* le quali, ad ogni modo sono estremamente rare (Dalrymple *et al.*, 2007; Figura 2.10). Altre figure tipiche che si possono riscontrare in un ambiente caratterizzato dalla bidirezionalità del flusso sono le superfici di riattivazione. Come nei normali ambienti fluviali queste strutture si spostano muovendosi sottocorrente con trasporto lungo lo *stoss side* e deposizione lungo il *lee side* spesso in strati di materiale sabbioso separati da materiale più fine. La migrazione di queste strutture però è fortemente influenzata anche dalla presenza delle correnti opposte le quali tenderanno a rimodellare la struttura del *ripple* o della duna (Figura 2.11).

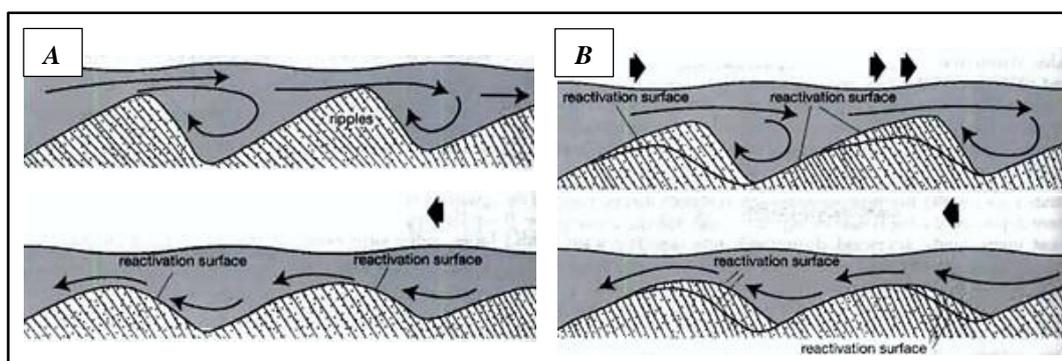


Fig. 2.11 – Rappresentazione schematica di superfici di riattivazione in ambiente tidale. A) alternanza di flussi con costruzione e rimodellazione di ripple. B) alternanza di flussi con costruzione e rimodellazione di dune. (Boggs., 2006)

3. AREA DI STUDIO – LA LAGUNA DI VENEZIA

L'area veneziana è parte della regione di avampaese localizzata tra la porzione più settentrionale (Nord vergente) della catena Appenninica e la parte orientale della catena Alpina meridionale con vergenza Sud-orientale. Dopo la deposizione di sedimenti di mare basso avvenuta nel tardo Pliocene, il bacino di avampaese è stato soggetto ad un rapido annegamento e a condizioni di scarsa sedimentazione durante tutto il basso Pleistocene (Zecchin *et al.*, 2009). Tali eventi sono stati seguiti dall'accumulo di successioni di discreto spessore (anche 750 m) sino al tardo Pleistocene. I depositi tardo pleistocenici accumulatisi nell'area consistono di sedimenti di piana alluvionale localmente incisi da canali fluviali e valli. Tali successioni si sono accumulate durante l'abbassamento eustatico glaciale che ha avuto il suo culmine circa 18000 anni BP, durante all'Ultimo Massimo Glaciale (LGM). L'ampia risalita eustatica che ne è conseguita ha promosso la formazione del sistema laguna-barriera al di sopra dei sedimenti continentali alluvionali Pliocenici (Zecchin *et al.* 2009). La trasgressione olocenica ha coinvolto prima l'area più meridionale (da 8000 a 9000 anni BP) e poi il settore cento-settentrionale della laguna tra 5000 e 6000 anni BP (Tosi *et al.*, 2007a, 2007b).

La laguna che si è generata sopra al lato più occidentale della piattaforma epicontinentale Adriatica è il maggior sistema lagunare della regione Mediterranea. Si tratta di un corpo allungato in direzione Sud Ovest – Nord Est per una lunghezza complessiva di circa 50 Km e con una larghezza di 8-10 Km e che ricopre un'area di circa 550 Km². Morfologicamente si tratta di bassi fondi, piane tidali, barene, isole e un complesso network di canali. La laguna è connessa con il Mediterraneo mediante tre passaggi, ovvero, Lido, Malamocco e Chioggia (Figura 3) ed è soggetta ad un regime tidale semidiurno di circa 1 m. Nell'ambiente lagunare sono molto comuni i depositi di barena vegetati i quali, pur rappresentando le porzioni topograficamente più elevate, si collocano all'interno della zona caratterizzata da un regime di marea intertidale. Tra le varie barene si imposta un fitto ed articolato

network di canali di diverse dimensioni la migrazione laterale dei quali può generare architetture deposizionali di barra.

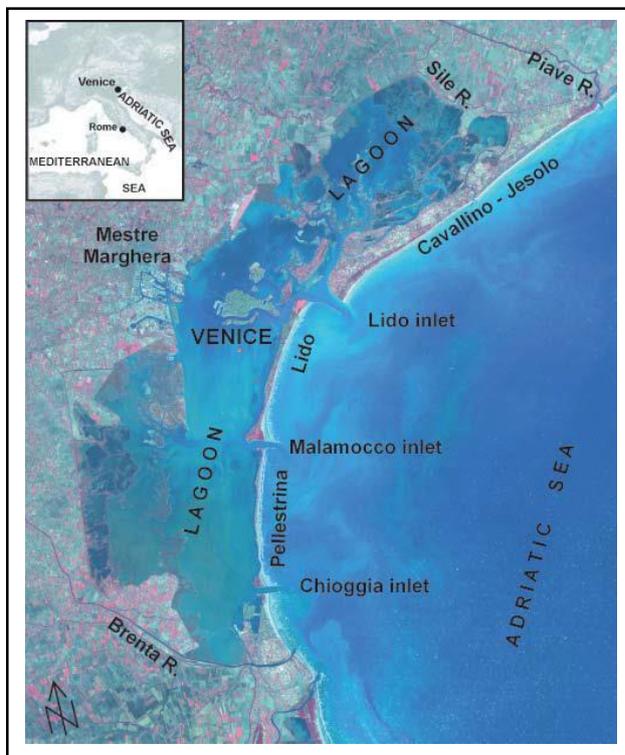


Fig. 3 – Immagine ASTER della Laguna di Venezia. (Brambati et al. 2003)

L'area di studio scelta è ubicata nella porzione settentrionale della laguna e più precisamente nella zona di San Felice (Figura 3.1). Qui è stata selezionata una barra di meandro tidale con raggio di curvatura di circa 17 metri ed associata ad un canale con larghezza che oscilla tra i 15 ed i 18 metri ed una profondità massima di circa 3 metri. La barra presenta un profilo leggermente asimmetrico ed asse orientato N 70°. Il margine verso terra appare pressoché rettilineo e parallelo all'asse della barra, mentre quello ubicato verso mare presenta una certa concavità. Il settore verso mare della barra ospita un canale secondario inattivo largo circa 6 metri ed orientato N 35°.

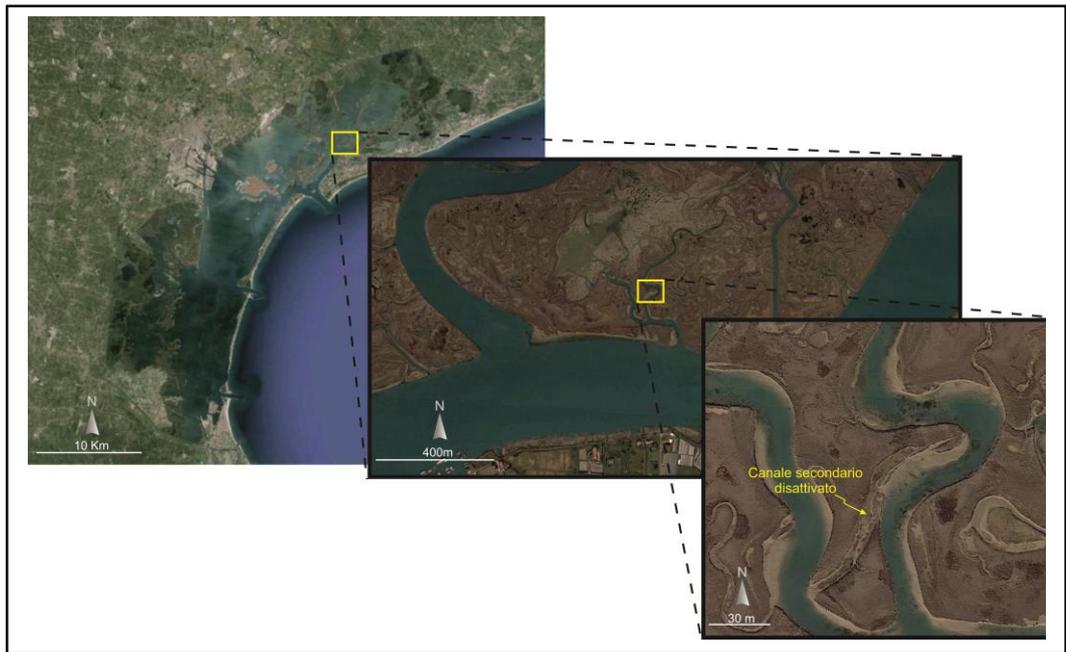


Fig. 3.1 – Nel riquadro l'area di studio nella zona di San Felice. (Google Earth)

4. MATERIALI E METODI

4.1 Analisi foto aeree con GIS

In questo lavoro sono state analizzate alcune fotografie aeree e satellitari dell'area in esame scattate in anni diversi (Figura 4). Per l'analisi sono state utilizzate 10 foto scattate in anni differenti e più precisamente in un periodo che copre un arco temporale che va dal 1938 sino al 2014. Le foto sono state caricate all'interno del software ArcGis, quindi georeferenziate nel sistema di riferimento Gauss-Boaga ed infine sovrapposte in modo da poter mettere in evidenza la modalità di evoluzione in pianta della barra studiata e caratterizzare il tasso di migrazione del canale tidale associato. Per la georeferenziazione delle immagini sono stati utilizzati i pochi punti che si possono considerare fissi in un sistema altamente dinamico come quello lagunare ed in particolare sono stati considerati fissi i punti contrassegnati con una X in (Figura 4.1).

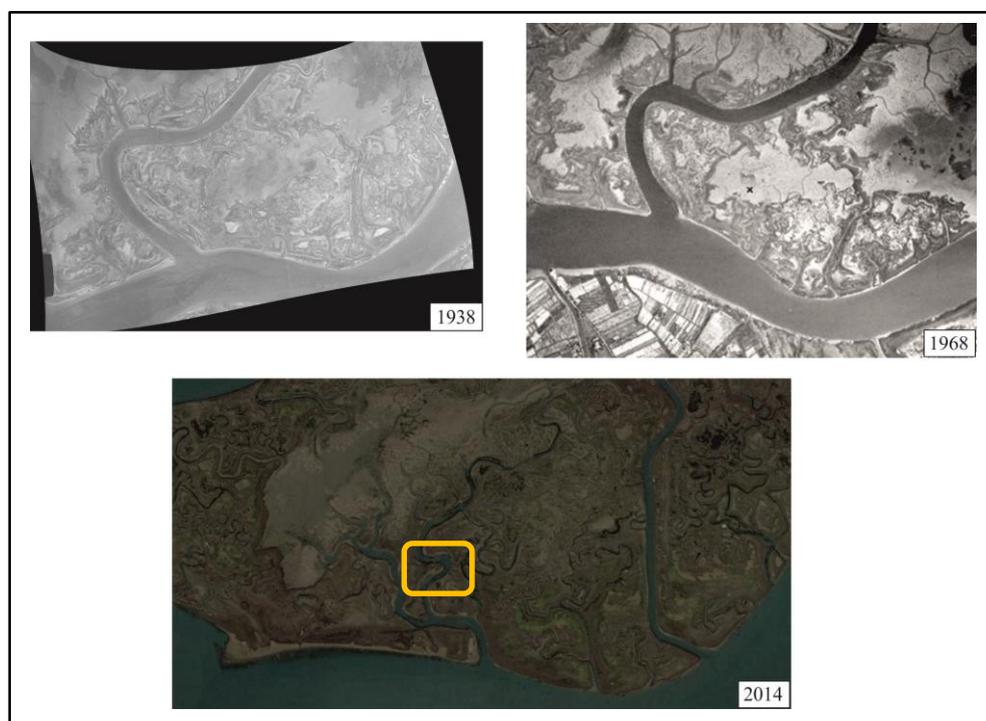


Fig. 4 – Alcune delle immagini usate per l'analisi d'immagine. Nell'immagine del 2014 si può riconoscere l'area d'indagine all'interno del riquadro.

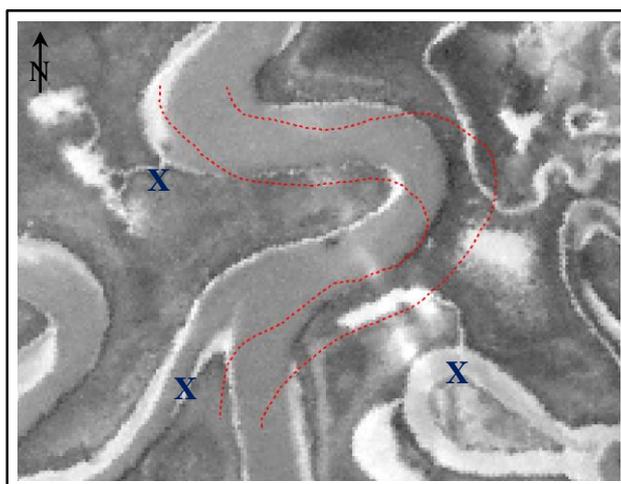


Fig. 4.1 – Georeferenziazione in ArcGis. Con il tratteggio in rosso è evidenziato il profilo del canale odierno, mentre sullo sfondo c'è la foto del canale come si sviluppava nel 1968. Le croci indicano i punti fissi più importanti utilizzati per georeferenziare le foto del 2014 e del 1968.

4.2 Misure di velocità di flusso: ADCP

Nell'ambito di questo progetto si sono compiute analisi di immagini relative alla direzione di movimento e all'intensità delle correnti che stanno agendo oggi nel canale mediante l'utilizzo di un *profilatore di corrente ad ultrasuoni* (ADCP). Tale strumento, utile per misurare la velocità in un fluido, si basa sull'effetto Doppler³, sfruttano la presenza, nel fluido, di particelle (limi, microalghe, ecc.) che vengono trasportati in sospensione dalla corrente e sono sostanzialmente animati dalla stessa velocità del fluido. Considerando una situazione come quella illustrata in Figura 4.2 sia avrà: una sorgente S che emette un'onda di frequenza f_s e lunghezza d'onda λ_s in direzione di una particella generica P immersa in un fluido il quale sarà animato da una velocità V_P diretta verso la sorgente. La frequenza percepita dalla particella in questo ha valore f_P (equazione 1). Quando il segnale raggiunge la particella immersa nel fluido, questa fungerà a sua volta da sorgente ed il segnale verrà in parte riflesso nella direzione della sorgente stessa con una frequenza f_P . In questo

³ L'effetto Doppler (J.C.A. Doppler 1803-1853) è l'apparente variazione della frequenza di un'onda percepita da un osservatore in moto relativo rispetto alla sorgente.

caso la sorgente funge anche da ricevitore R e la frequenza di ritorno percepita dalla sorgente-ricevitore avrà valore f_R (equazione 2).

$$Eq\ 1: f_p = f_s \left(1 + \frac{V_p}{C}\right) \quad Eq\ 2: f_R \approx f_p \left(1 + \frac{V_p}{C}\right) = f_s \left(1 + \frac{V_p}{C}\right)^2 \quad C = \text{celerità di propagazione}$$

La differenza tra la frequenza del segnale ricevuto f_R e la frequenza del segnale emesso f_S è detta frequenza Doppler f_D . Nota la lunghezza d'onda del segnale emesso f_S e misurata la frequenza Doppler f_D , si può determinare la velocità della particella P e quindi la velocità del fluido in cui è immersa. Un ADCP utilizza quattro raggi; tre di questi utili per ricostruire le tre componenti della velocità nello spazio ed uno per aggiungere un'informazione aggiuntiva detta "ridondanza" che consente di stimare l'errore di velocità. Ogni singolo raggio è orientato in una specifica direzione e risulta sensibile ad una diversa componente della velocità. Questo strumento, in cui sorgente e ricevitore coincidono, è in grado di misurare solamente la componente della velocità nella direzione della ipotetica congiungente tra particella e la sorgente/ricevitore. Il processo fisico che sta dietro all'acquisizione dei dati di velocità con questo strumento è schematicamente illustrato in Figura 4.3. L'ADCP misura le due componenti della velocità dei raggi riflessi V_{1P} e V_{2P} ed essendo nota l'inclinazione dei raggi emessi dallo strumento, è possibile ricostruire il vettore velocità V_P . Infine si ricavano le due componenti della velocità V_{Px} e V_{Pz} . La caratteristica di questo strumento è la possibilità di valutare l'andamento della corrente in una certa direzione andando a dividere il profilo di velocità in segmenti di spessore uniforme detti celle. Ogni singola cella in cui un profilo di velocità (ad esempio un profilo verticale) viene diviso può essere assimilata ad un singolo correntometro e quindi un ADCP può essere visto come l'equivalente di una serie di correntometri uniformemente distanziati lungo una generica direzione con l'unica differenza che l'ADCP misura la velocità media all'interno della singola cella, mentre un correntometro misura una velocità puntuale. La misurazione viene effettuata ponendo lo strumento sopra un piccolo catamarano e mosso manualmente perpendicolarmente al canale in esame (Figura 4.4).

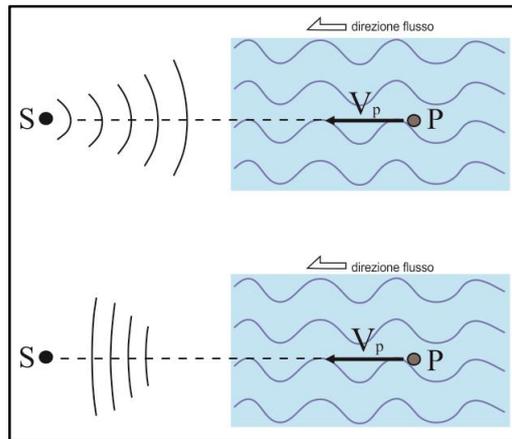


Fig. 4.2 – Situazione ideale di una particella P immersa in un fluido sottoposta a radiazione da parte di un segnale generato da una sorgente/ricevitore. Il segnale parte dalla sorgente (immagine in alto), colpisce la particella e in parte viene riflesso tornando al ricevitore (immagine in basso).

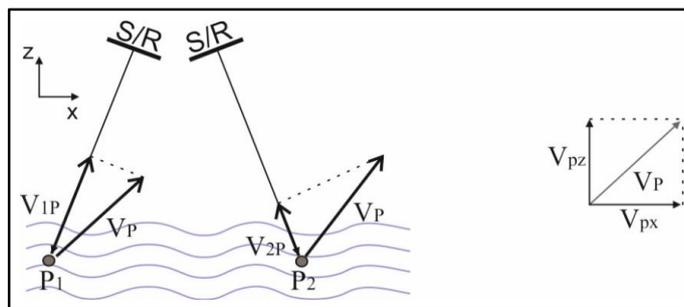


Fig. 4.3 – Schema ideale dei principi fisici che stanno alle spalle di un profilatore di corrente ad ultrasuoni (si vedono dolo due raggi).



Fig. 4.4 – Foto di un indagine con ADCP compiuta sul sito in esame

4.3 Campionamento ed analisi carote sedimentarie

Nella barra oggetto di studio in un primo momento sono state prelevate 47 carote lungo quattro transetti disposti parallelamente tra loro (Figura 4.5). Successivamente sono state campionate altre 16 carote di cui 13 posizionate lungo altri 2 transetti, portando il numero totale di campioni a 63. Tali ulteriori campionamenti sono stati utilizzati allo scopo di infittire il dato relativo alla disposizione delle diverse facies e degli orizzonti ad esse associati così da migliorare le correlazioni spaziali. Inizialmente si è scelta una griglia di campionatura con l'acquisizione di cinque punti guida aventi coordinate geografiche precise (A, B, C, D ed E). Si sono quindi prese distanze precise tra i singoli punti di campionamento usando una cordella metrica.

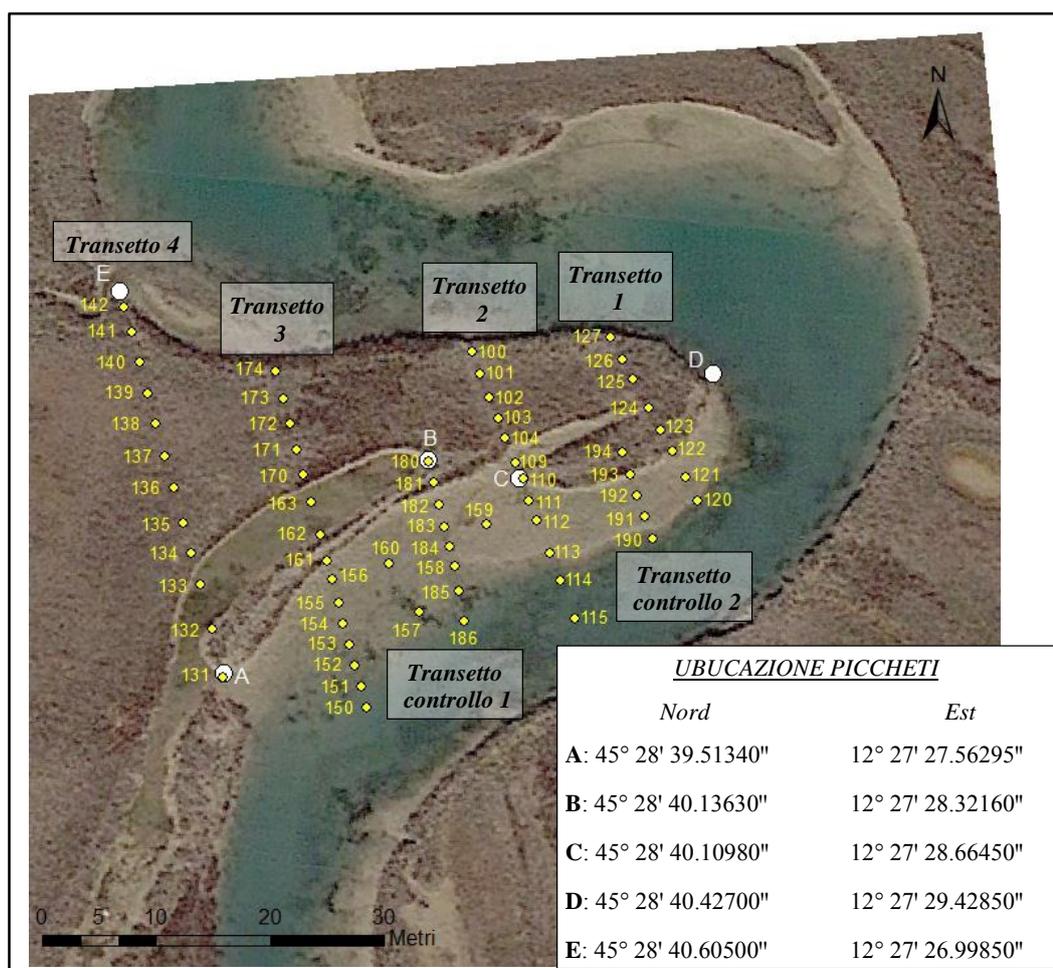


Fig. 4.5 – Ubicazione delle carote prelevate dalla point bar studiata.

Per il campionamento è stato usato un carotatore a mano e tutte le carote sono state georeferenziate. Le carote prelevate nell'area di studio hanno una lunghezza che varia da un metro a tre metri e i campioni prelevati sono stati posti all'interno di tubi in PVC della lunghezza di 1 metro tagliati longitudinalmente (le carote di due e tre metri sono il risultato della sovrapposizione di altrettanti campionamenti da un metro effettuati nello stesso foro). I campioni prelevati sono stati quindi posizionati all'interno dei tubi in PVC ed avvolti nella pellicola trasparente così migliorarne la preservazione. Successivamente, dopo aver lasciato aperti i campioni così da permetterne una parziale asciugatura, le carote sono state tagliate, misurate e fotografate in laboratorio. In seguito è stata effettuata un'analisi di facies per ogni singola carota, mirando ad evidenziare la granulometria dei diversi sedimenti, il colore, le strutture sedimentarie presenti (laminazioni), trend granulometrico verticale, grado di biotubazione, presenza di resti vegetali, gusci e clasti intraformazionali. Per poter analizzare in maniera tridimensionale il corpo di barra le carote presenti in ciascun transetto sono state correlate a formare una sezione stratigrafica, che è stata successivamente rappresentata graficamente tramite il software Corel Draw X7. L'utilizzo di tale ausilio grafico ha permesso di tracciare in 2D tutte le superfici di correlazione tra i diversi corpi presenti individuati mediante l'analisi di facies.

4.4 Modellazione 3D

Al fine di analizzare le geometrie tridimensionali della *point bar* è stato precedentemente realizzato un modello topografico attraverso la misurazione di punti quotati sia sul tetto barra che nel canale, mediante l'uso del software ArcGis 10.2.2 (in Figura 4.6 e 4.7 la rappresentazione grafica del modello 3D in ArcScene). Per realizzare questa tipologia di modellazione si è usato il metodo di interpolazione IDW il quale permette di interpolare una superficie raster partendo da dei punti usando la tecnica di *inverse distance weighted* (IDW). Questa tecnica di interpolazione tiene conto della distanza dei punti rispetto al punto di interesse andando a pesare il contributo di ciascun punto con una funzione della sua distanza

da quello di interesse. I log sedimentari ad alta risoluzione precedentemente analizzati in due dimensioni e comprensivi di tutte le superfici riconosciute sono stati poi caricati su di un ambiente virtuale per essere correlati mediante l'uso del software Move 2015.1, che ha reso possibile la rappresentazione delle superfici di correlazione in uno spazio tridimensionale fornendo così un utile strumento per l'interpretazione delle architetture deposizionali associate alla *point bar*. In questo secondo software sono stati creati diversi orizzonti delle principali superfici che sono risultate dall'analisi in due dimensioni delle carote. In seguito si è proceduto alla realizzazione delle superficie in *sensu strictu* mediante l'interpolazione degli orizzonti individuati nelle diverse sezioni. Il metodo di interpolazione usato è il *Kriging* che permette di creare una *mesh surface* da una serie di punti basandosi sul principio dell'autocorrelazione, ovvero l'assunto che la grandezza in oggetto vada a variare in maniera continua nello spazio assomigliando sempre di più alla grandezza del punto di interesse man mano che si riduce la distanza dallo stesso.

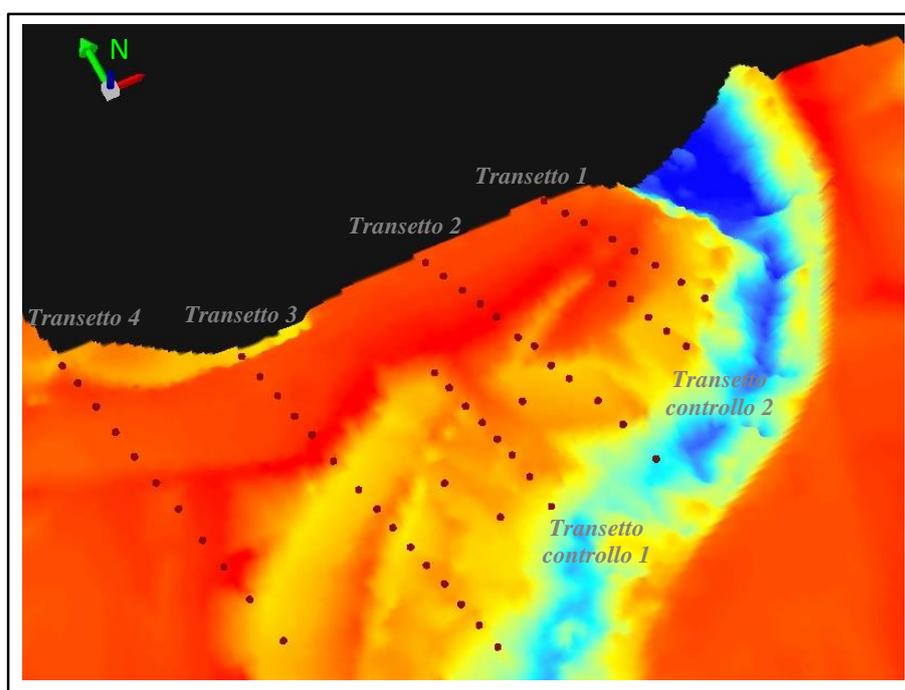
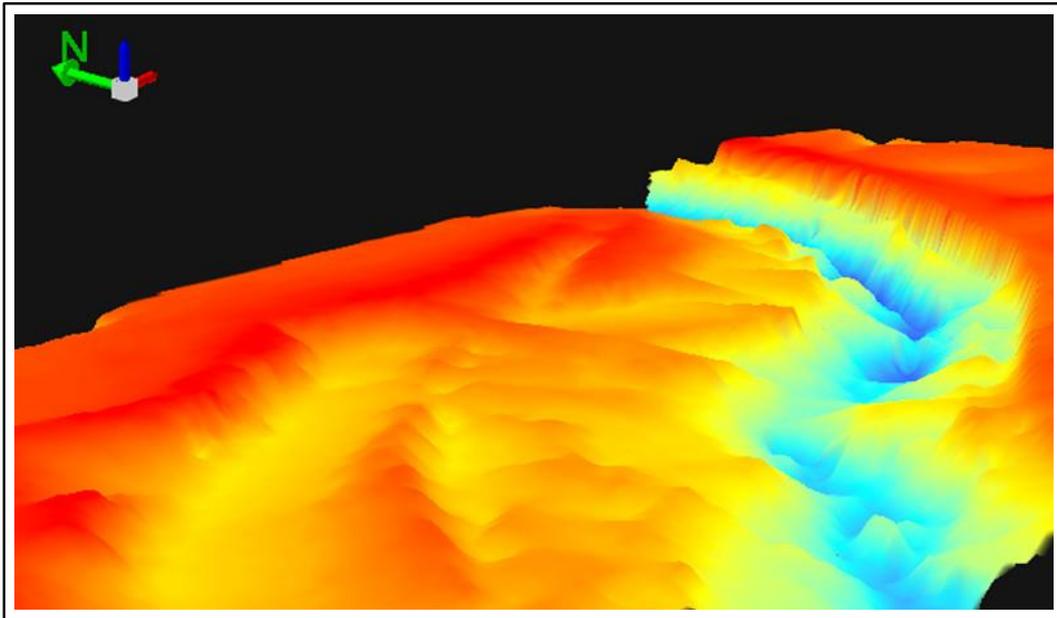


Fig. 4.6 – Modello 3D della superficie topografica della *point bar* studiata in cui è riportata l'ubicazione dei campioni prelevati. (Vista in ArcScene)



*Fig. 4.7 – Modello 3D della superficie topografica della point bar studiata.
(Vista in ArcScene)*

5. RISULTATI

5.1 Analisi foto aeree

L'analisi delle foto aeree ha permesso di comprendere come il canale in esame si sia spostato nel tempo e come la barra di meandro ad esso associata si sia a sua volta evoluta contemporaneamente a tale migrazione. Le immagini evidenziano come il canale negli anni si sia spostato gradualmente in direzione Sud-Sud Est, ovvero verso mare. La Figura 5, ottenuta mediante la sovrapposizione realizzata con l'ausilio del software ArcGis 10.2.2 dell'immagine satellitare del 2014 con la fotografia del 1968 dell'area in esame, mostra come il profilo del canale attuale (evidenziato da un tratteggio in rosso) risulti spostato in direzione sud est rispetto al corrispettivo profilo di quasi cinquant'anni fa. Nello specifico è possibile notare come la morfologia della barra non sia significativamente variata nel tempo, ma che la curva di meandro sia semplicemente migrata verso mare, evidenziando un comportamento traslazionale della barra stessa. Allo stesso tempo, le fotografie evidenziano come l'evoluzione dell'area abbia portato, intorno al 1970, alla disattivazione con successivo riempimento del canale secondario che attraversava il lato verso mare della barra (Figura 5.1). I dati raccolti inoltre mostrano come i tassi di migrazione della barra siano di poco superiori ai 20 centimetri all'anno, considerando che il lato verso mare della barra si è spostato di circa 11 metri in 47 anni.

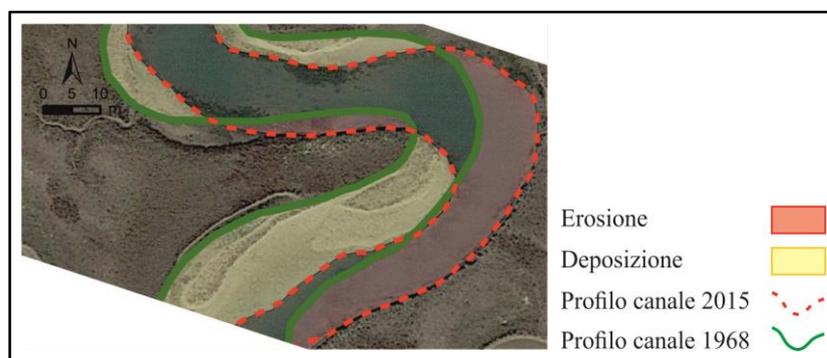


Fig. 5 – Sovrapposizione immagine 2014-1968. Si noti la traslazione della barra per deposizione in direzione sud senza una componente di espansione.

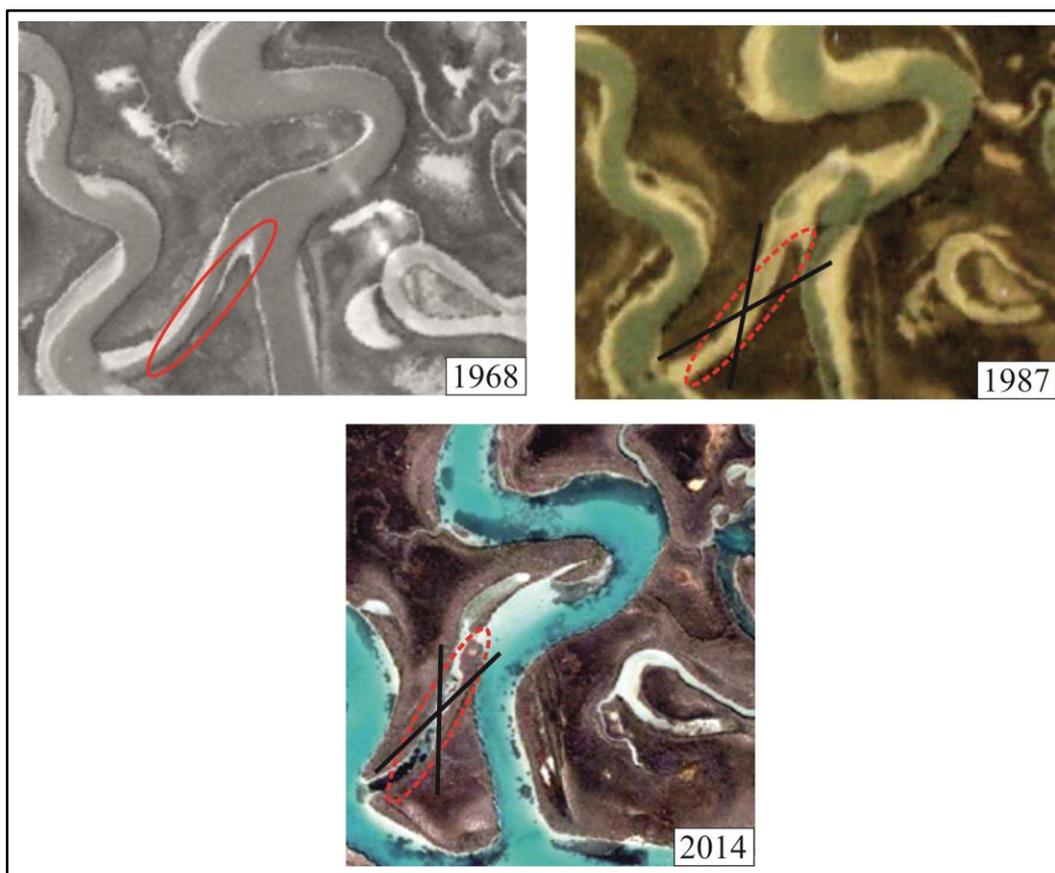
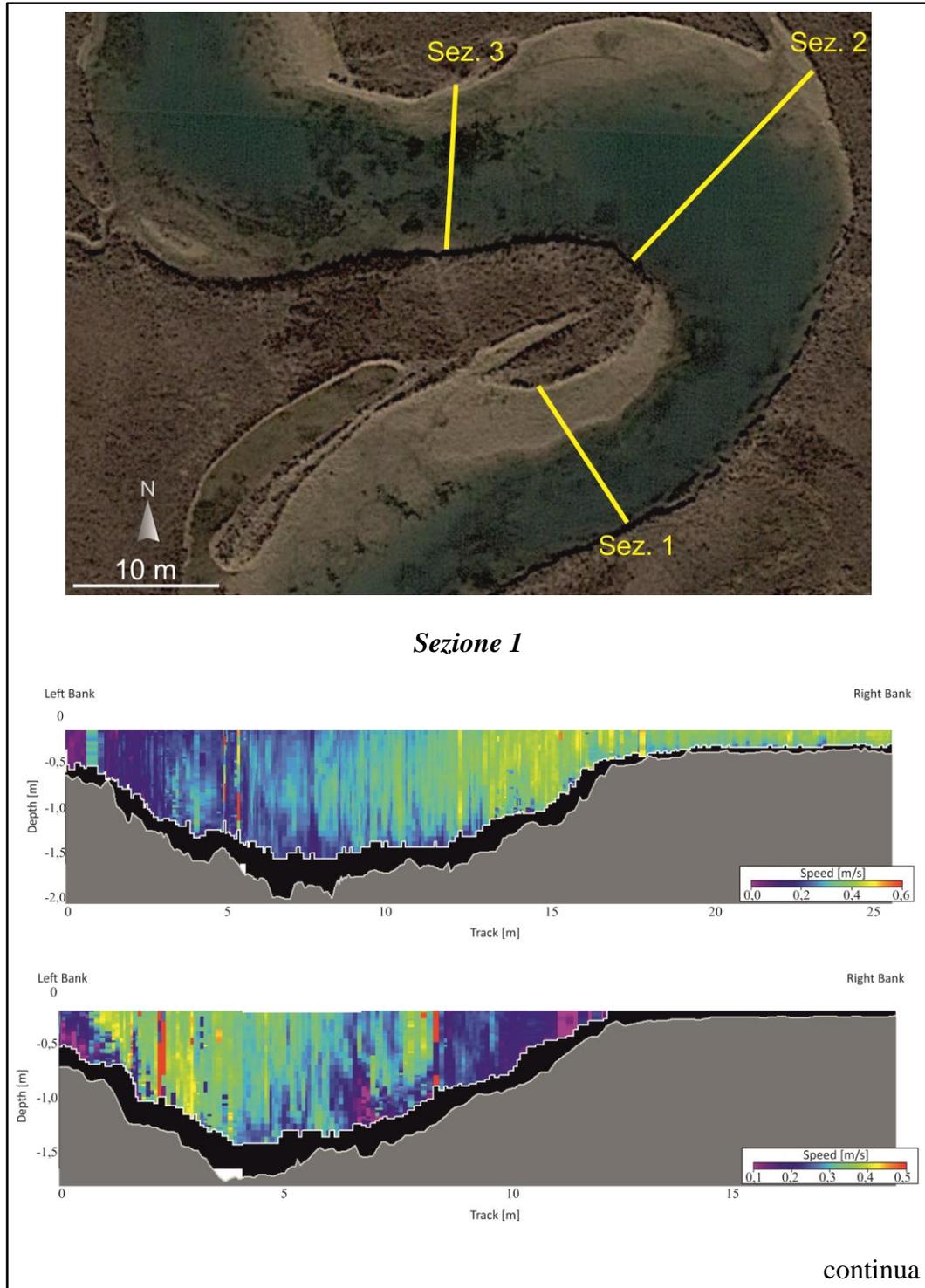


Fig. 5.1 – Sono riportate tre foto riferite a diversi anni che mostrano come il canale secondario (cerchiato) si sia disattivato negli anni settanta dal momento che negli anni ottanta non era più attivo.

5.2 Risultati misure velocità di flusso (ADCP)

L'utilizzo della ADCP ha permesso di individuare le principali caratteristiche che contraddistinguono le correnti nel canale che ha generato la *point bar* in esame e che ne governa la migrazione. In particolare, grazie ai dati raccolti lungo tre sezioni realizzate lungo il meandro stesso, si è potuto osservare come le correnti principali si spostino durante un ciclo di marea (Figura 5.2). Nello specifico appare evidente come le zone di massima velocità si collochino in corrispondenza del lato verso mare della sponda interna e su quello verso terra della sponda esterna durante la fase di marea entrante (Figura 5.3). Al contrario, durante la fase di marea calante,

le maggiori velocità si spostano sul lato verso terra della sponda interna e su quello verso mare della sponda esterna.



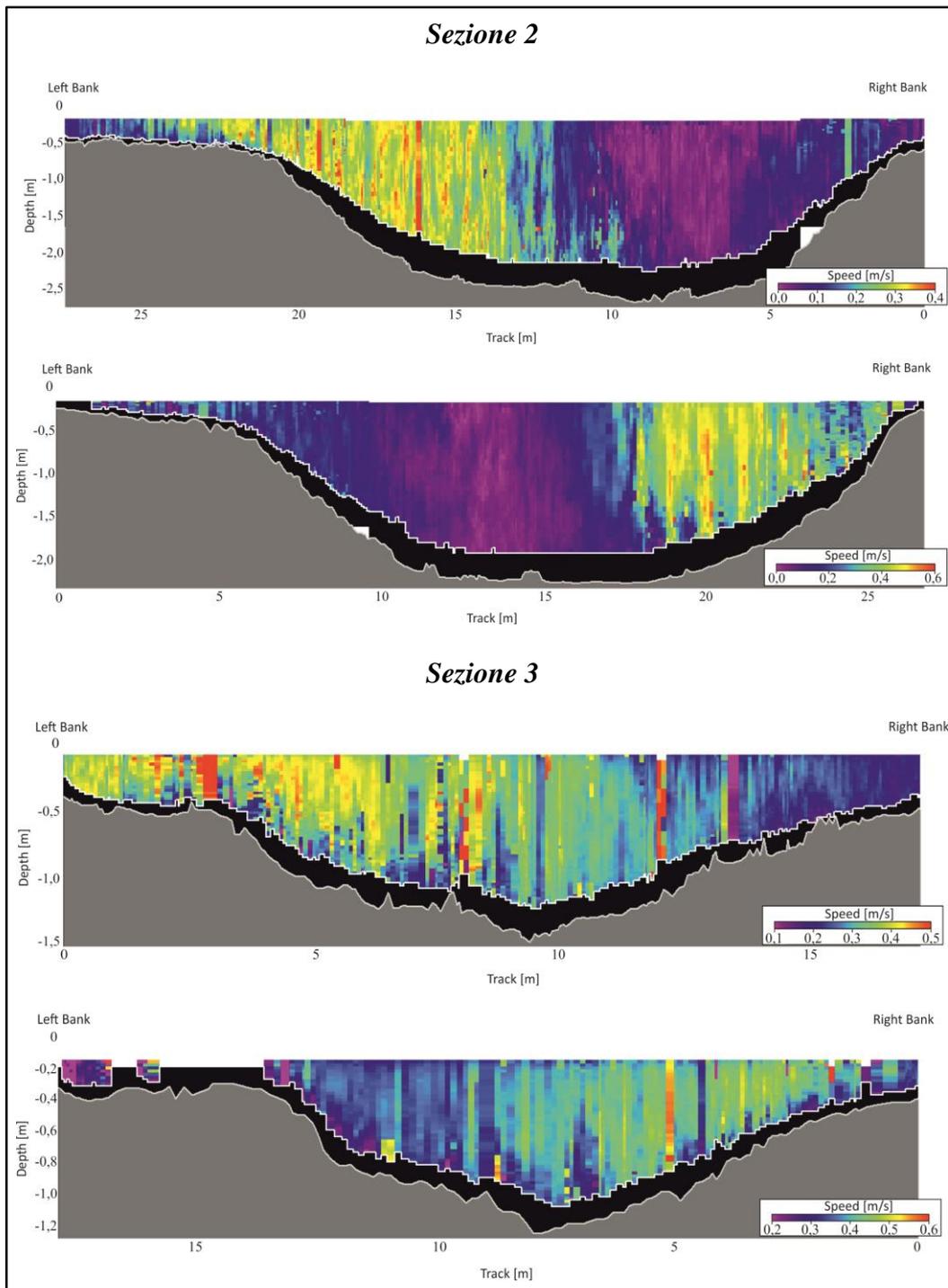


Fig. 5.2 – Sono riportati i dati relativi alle 3 sezioni in cui è stata eseguita l'analisi con l'ADCP. Si può notare come le sezioni di massima velocità delle correnti si spostino durante un ciclo di marea da una sponda all'altra del canale.

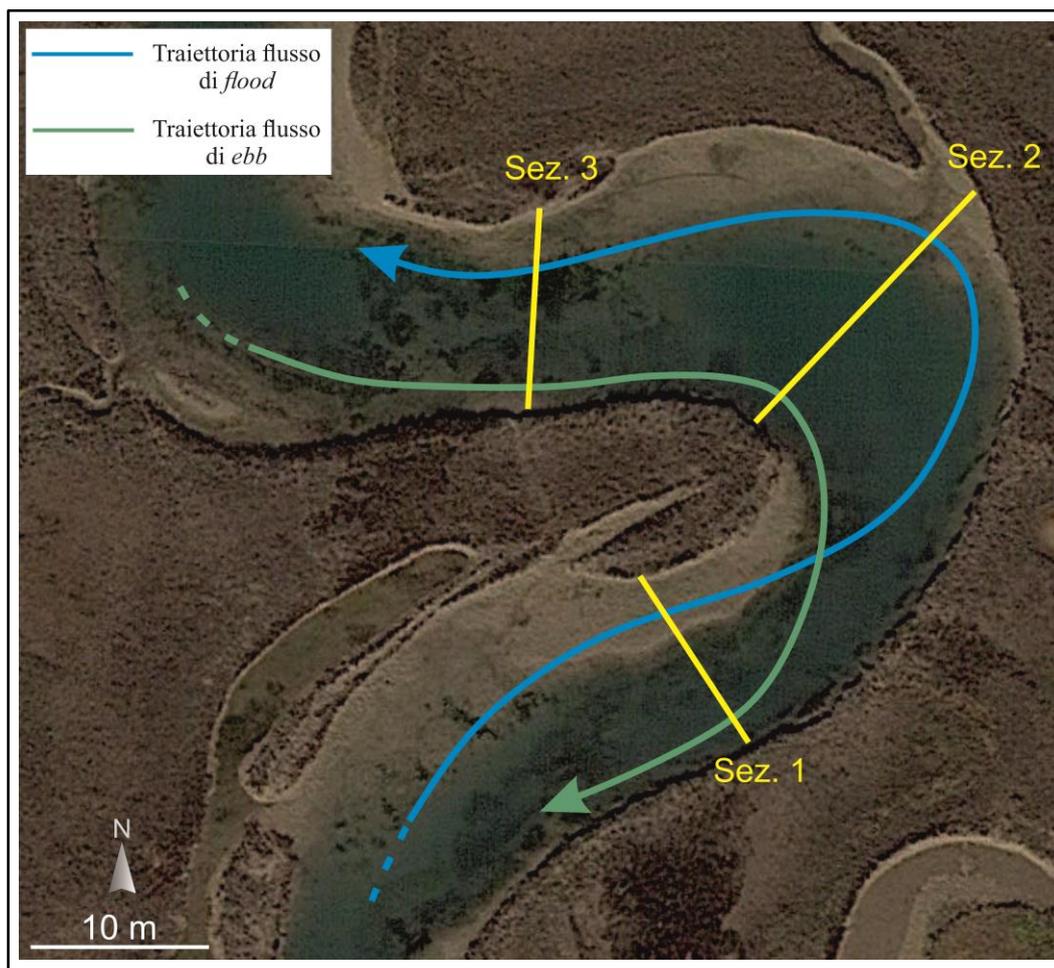


Fig. 5.3 – In questa figura sono rappresentate le traiettorie dei flussi, in fase di flood e di ebb, desunte dai dati di ADCP riportati nella figura precedente.

5.3 Carote sedimentarie

Depositi di Barena:

Descrizione

Questi depositi (Figura 5.4, A) si ritrovano in tutte le sezioni e più precisamente in tutte le carote collocate nella parte posta a nord rispetto alla posizione del canale secondario. Si tratta di sedimenti siltoso-fangosi che risultano pesantemente ossidati da una patina rossiccia e si presentano ricchi di materiale vegetale. Lo

spessore di tali depositi varia assottigliandosi da 50 centimetri a circa 25 centimetri da Nord verso Sud. In alcuni casi sono presenti inoltre dei sottili livelli millimetrici di materiale sabbioso.

Interpretazione

Questi sono depositi che si rinvencono nelle porzioni più superficiali dell'ambiente intertidale della laguna. La loro permanenza per lunghi periodi di tempo in condizioni subaeree ne favorisce l'ossidazione la quale fornisce ai sedimenti un tipico colore rossiccio. In tali porzioni superficiali i depositi di materiale fine non vengono raggiunti dalle correnti e quindi non possono essere dilavati giustificando in questo modo la presenza di facies così ricche di sedimenti siltoso-fangosi. I livelli millimetrici di materiale sabbioso sono altresì da attribuire a fenomeni di tempesta quando le barene sono sommerse e i venti producono onde capaci di risciacquare i depositi andando ad asportare il materiale fine. La presenza di resti vegetali è riconducibile a resti di piante alofite tipiche degli ambienti lagunari.

Depositi di riempimento di canale:

Descrizione

Questi depositi (Figura 5.4, B e C) si presentano come associazioni di sedimenti fini, della classe granulometrica dei limi e delle argille. Tali depositi si rinvencono nelle carote collocate in posizione centrale nei transetti numero 2 e 3 (carote n° 110-111-163-162-161-156), in posizione laterale verso Sud nel transetto numero 4 (carote n° 133-132-131), mentre nel transetto numero 1 non c'è evidenza della loro presenza. I depositi fangosi rinvenuti hanno uno spessore che varia da pochi centimetri a due metri e mezzo circa. Questi limi appaiono di colore grigio e sono privi di strutture sedimentarie.

Interpretazione

Questi depositi testimoniano la decantazione di materiale fine trasportato in sospensione in un canale non attivo. La mancanza di strutture sedimentarie è da imputarsi a fenomeni di intensa bioturbazione.

Depositi di barra:

Descrizione

I depositi di barra (Figura 5.4, D; E; F; G; H; M) ricorrono praticamente in tutta l'area analizzata, sebbene mostrino caratteristiche diverse in funzione delle loro ubicazione a Nord o a Sud del canale secondario che attraversa la barra. I sedimenti di barra collocati a nord di tale canale sono di tipo sabbioso (sabbia da medio-fine a fine) con marcati trend di tipo *fining* che vanno ad impostarsi al di sotto dei sovrastanti sedimenti fangosi ed ossidati tipici di barena o ai depositi di riempimento del canale secondario. I depositi di barra raggiungono discreti spessori che arrivano anche a toccare i 150 cm. La presenza di gusci e di *mudclast* è lievemente minore rispetto a quanto riscontrato nei sedimenti di fondo canale, ma rimane comunque una presenza importante. Caratteristiche poi sono le lamine inclinate che si rinvengono nei sedimenti sabbiosi di questa tipologia di depositi. Tali strutture si rinvengono con una costante e caratteristica inclinazione di 20-25°. Sono inoltre spesso presenti drappi di fango e piccole lamine (inclinazione di 15°) anche all'interno dei sedimenti di tipo fangoso. È possibile suddividere i depositi di *point bar* in due parti: la parte più profonda, la quale è caratterizzata dall'esclusiva presenza di materiale di tipo sabbioso con *trend fining* come suggerito dal passaggio graduale da *medium sand* a *very fine sand*; ed una porzione più superficiale composta da sedimento siltoso-fangoso più massivo che si differenzia dal sovrastante materiale di barena per la mancanza di una vistosa ossidazione nonché per la scarsità di residui vegetali.

A sud del canale secondario, i depositi di barra mostrano un'architettura più complessa e, sebbene caratterizzati nel complesso da un trend *coarsening upward*, appaiono costituiti dall'impilamento latero-verticale di otto principali corpi

sedimentari. Tali corpi variano di spessore dai 30 ai 50 cm e presentano granulometria variabile dalla sabbia medio-fine al silt. La maggior parte di questi corpi presenta un trend granulometrico di tipo *coarsening upward*, sebbene rari casi di *fining upward* sono stati osservati. La geometria dei corpi desunta dalla loro distribuzione in pianta permette di identificare tali elementi come lobi sviluppatisi sul lato verso mare della barra.

Interpretazione

La presenza di sedimenti con trend di tipo *fining* è tipica dei depositi di *point bar*. I sedimenti più fini, che si collocano al tetto delle successioni, sono attribuibili al *fallout* che si ha durante i momenti di flusso stagnante nei periodi di alta marea. Tale deposizione di sedimento fine si arresta invece durante i periodi di acqua bassa quando la superficie della barra rimane esposta in condizioni subaeree. Alla base delle successioni di *point bar* si riscontrano abitualmente sedimenti sabbiosi più grossolani. Questa caratteristica è attribuibile al fatto che la porzione basale delle barre è soggetta a forti correnti, sia in fase di *ebb* sia in fase di *flood*, le quali tendono ad asportare i sedimenti più fini che si accumulano durante i momenti in cui il flusso è più lento o addirittura stagnante. I corpi lobati presenti a sud del canale secondario evidenziano episodi di sedimentazione localizzata e potrebbero essere definiti come *unit bars* sviluppate in corrispondenza del lato verso mare della barra principale.

Depositi di Channel Lag:

Descrizione

In quasi tutte le carote studiate compare questa tipologia di depositi i quali si impostano ad una profondità pressoché costante di 2 metri. Il *Channel Lag* (Figura 5.4, I e L) è rappresentato da aggregati di sabbia da media a fine che si vanno ad associare a *mudclast*. Anche la quantità di gusci è significativamente maggiore in corrispondenza dei depositi di fondo canale i quali spesso si presentano frammentati in pezzi anche di dimensioni centimetriche. La componente fangosa è praticamente assente.

Interpretazione

Tali sedimenti si vanno ad accumulare sul fondo del canale, nei punti in cui la velocità di flusso raggiunge il massimo valore. Spesso l'erosione sulla sponda del canale porta al collasso di blocchi di barena vegetata che vanno a depositarsi al *thalweg* del canale giustificando la presenza di *mudclasts*. Le condizioni che si hanno sul fondale presupporrebbero un trasporto di tipo trattivo, tuttavia le persistenti condizioni di *bypass* legato alle correnti (nel caso specifico durante i momenti di *flood*) e la bioturbazione giustificano la povertà di strutture sedimentarie.

Depositi di Sub Tidal Platform:

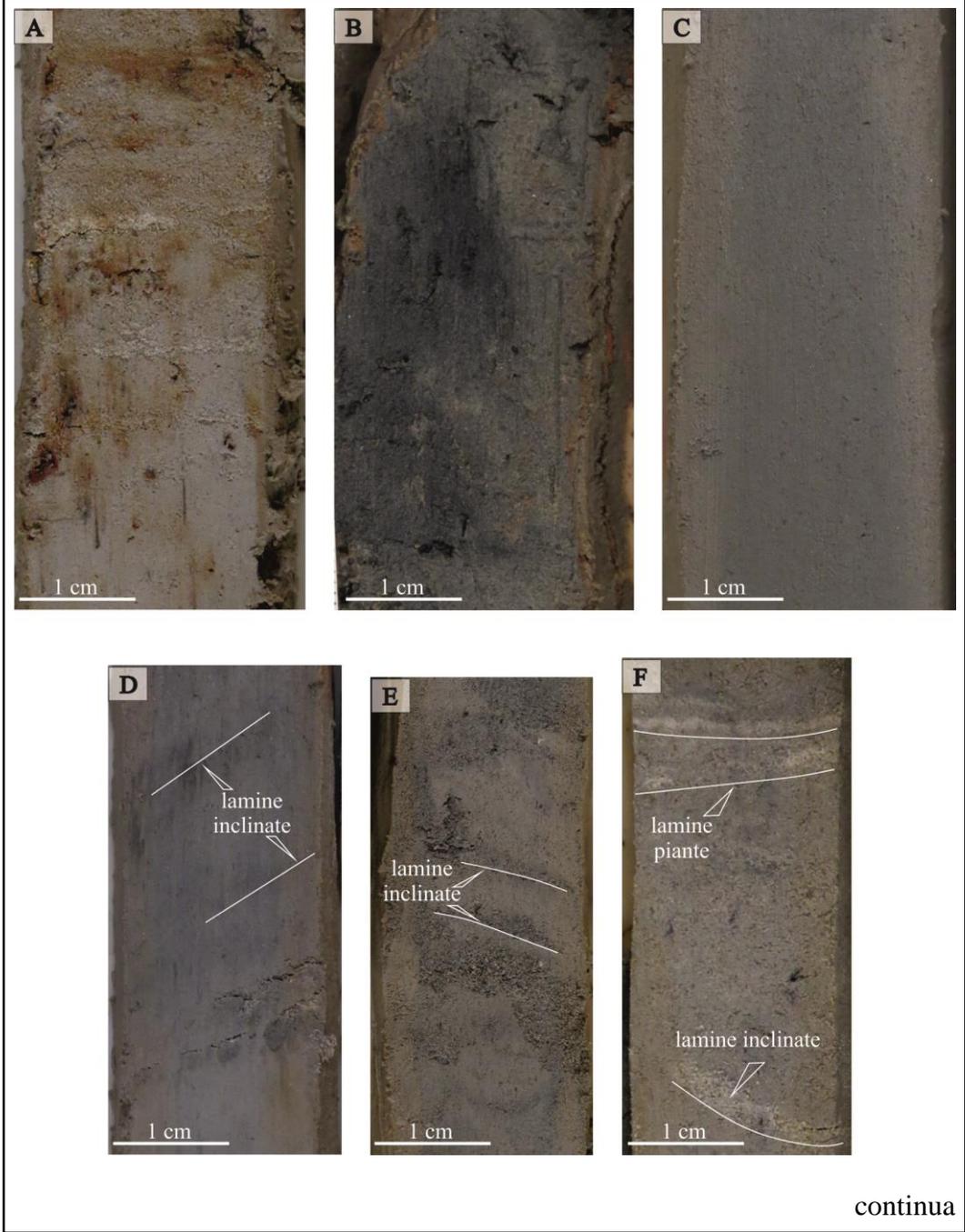
Descrizione

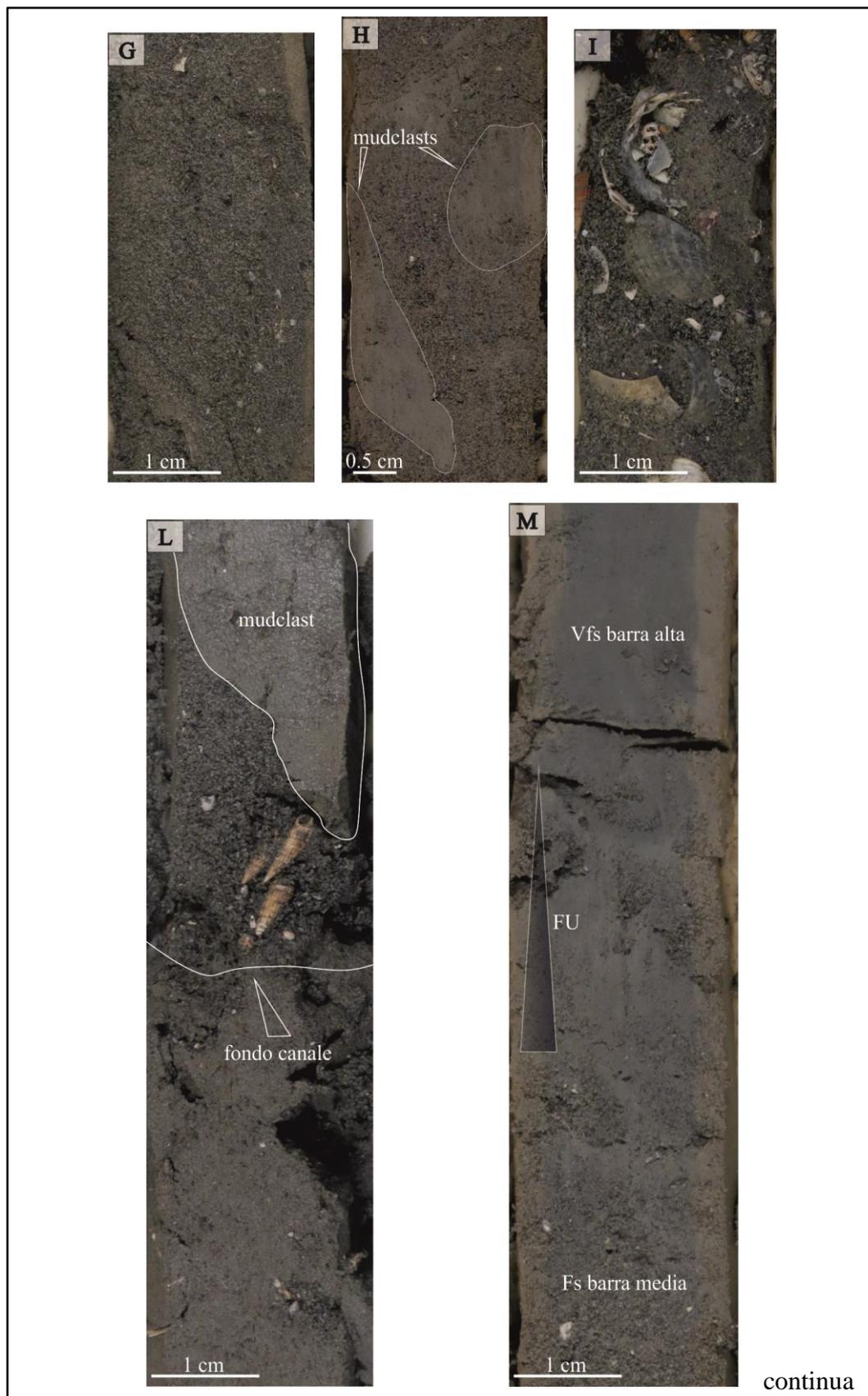
Sono classificati in questa maniera quei depositi sabbiosi che rappresentano il substrato sopra il quale si impostano i sedimenti di barra studiati nonché il *lag* di fondo canale. Tali sedimenti sono stati rinvenuti in quasi tutte le carote al di sotto del *lag* di fondo canale, ad una profondità maggiore di circa 2 metri. I sedimenti di *Sub Tidal Platform* (Figura 5.4, N e O) sono composti per lo più da sabbie medie in cui a volte si può rinvenire un po' di fango chiaro. Il fango si trova spesso in forma massiva e può contenere piccoli frammenti di gusci di molluschi, mentre la sabbia si presenta di un colore grigio scuro. Caratteristica è la presenza di residui di materiale organico vegetale. In questa tipologia di sedimenti spesso si riscontra una discreta bioturbazione che tende a rendere più caotico il sedimento.

Interpretazione

La scarsa ossidazione nonché la presenza di sabbie scure e di materiale organico suggerisce che tali sedimenti si siano depositati in condizioni subtidali. La sabbia presente può essere, in parte, di origine marina, ma la presenza di abbondante detrito vegetale suggerisce un apporto di sabbia anche da contesti fluviali. L'alternanza tra livelli sabbiosi e livelli fangosi potrebbe riflettere diverse condizioni idrodinamiche e nello specifico, l'alternarsi di eventi di tempesta, durante i quali si accumulano

sul fondo sedimenti sabbiosi, e fasi a scarsa energia, che permettono la decantazione di materiale fine in sospensione.





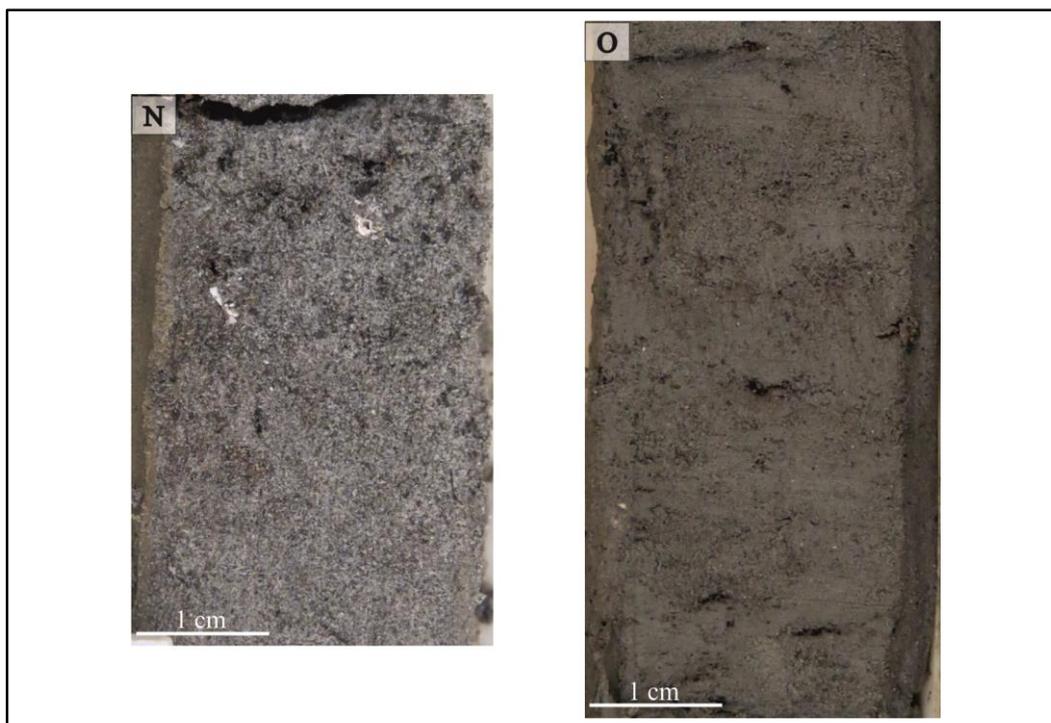


Fig. 5.4 – A) Particolare di deposito di barena ossidata. B) Porzione più superficiale di deposito fangoso di canale secondario ricco di materia organica. C) Deposito fangoso massivo di riempimento di canale secondario. D) Particolare di lamine inclinate nella porzione di point bar più superficiale. E) Particolare lamine inclinate all'interno dei depositi di barra. F) Particolare con lamine inclinate e lamine piane in posizione più superficiale all'interno dei depositi di barra. G) Immagine di base barra massiva. H) Particolare con mudclast in deposito di base barra. I) Immagine di LAG di fondo canale in cui sono ben evidenti gusci di diverse dimensioni. L) Particolare con mudclast e gusci in un deposito di fondo canale. M) Immagine transizione barra media-barra alta con evidente trend FU. N) Foto di deposito di subtidal platform. O) Particolare di deposito di subtidal platform in cui si possono vedere i tipici residui di materia organica.

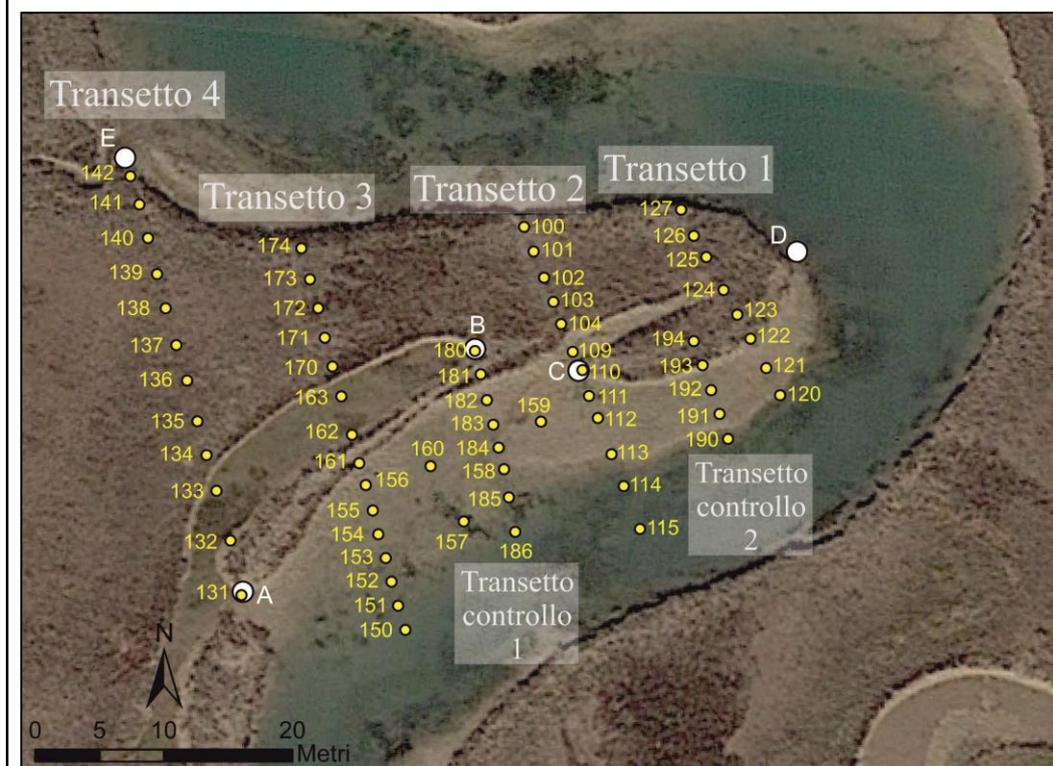
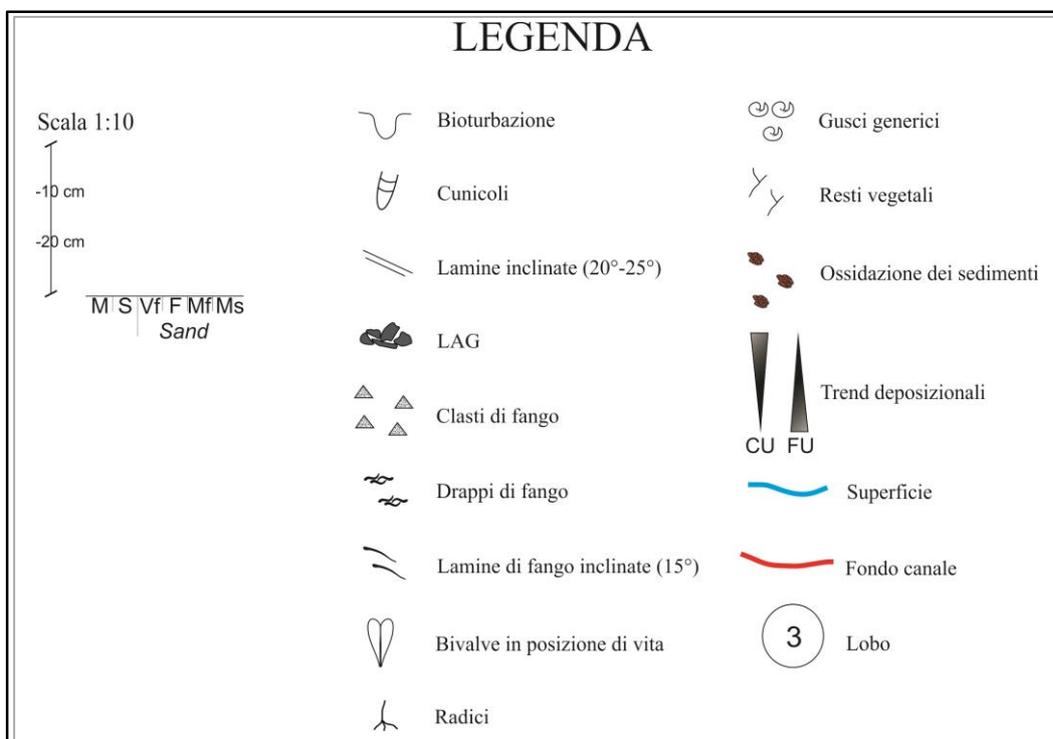
5.3.1 Architettura deposizionale

La distribuzione spaziale delle varie tipologie di depositi (Figura 5.5) evidenzia come il corpo di barra esaminato possa essere diviso in due porzioni rispetto all'unità sedimentaria rappresentata da depositi di canale abbandonato ubicati nel settore centrale della barra stessa. Il riempimento di questo canale è costituito da fanghi di abbandono, che raggiungono lo spessore massimo di circa 2.5 m. La zona posizionata verso terra rispetto al canale secondario si presenta sempre formata da

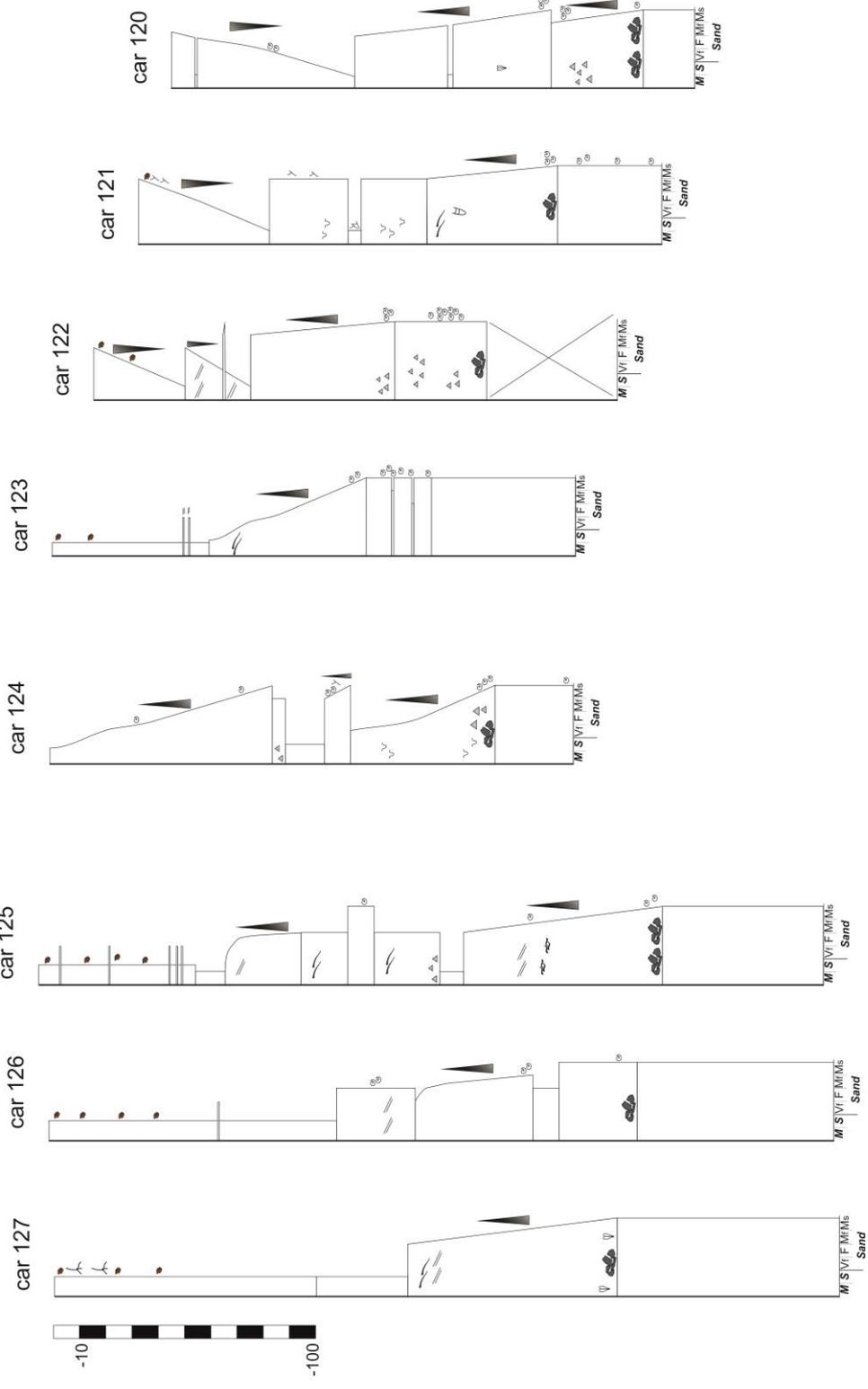
depositi di barra, costituiti da materiale sabbioso sopra il quale si imposta altro sedimento più fine. La parte superiore di questi depositi (30-60 cm) risulta essere ricca di materiale vegetale e pesantemente ossidata (depositi di barena vegetata). Sul settore della barra collocato verso mare rispetto al canale secondario è invece presente una maggior complessità. Sono stati individuati otto lobi composti di sedimenti i quali sono stati distribuiti dalle correnti sul lato rivolto a Sud della *point bar*. I sedimenti sabbiosi che compongono questa porzione si presentano a formare una serie di alternanze di trend *fining* e *coarsening upward*. Nella parte a sinistra del canale secondario si possono poi notare nelle sabbie delle laminazioni aventi in generale un'inclinazione di 20-25° nonché la presenza di bioturbazione. Sia il canale secondario sia i lobi sembrano avere un profilo che segue l'inclinazione generale delle sabbie il quale si attesta, come già accennato, attorno ai 20-25°. Dall'osservazione del modello si può inoltre evincere come tutte le strutture architettoniche poggino sopra il fondale del canale, che progressivamente è migrato in direzione Sud-Sud Est. Il fondo del canale è identificato dalla presenza del *lag* che si rinviene ad una profondità abbastanza costante di circa 2 metri e che risale solamente in corrispondenza della posizione del *thalweg* del canale attuale. Le sezioni seriate evidenziano inoltre come non tutti i lobi risultino arrivare sino in superficie. Degli otto lobi individuati, infatti, solo sei arrivano in superficie mentre i lobi 3 e 5 si rinvencono solamente al di sotto della superficie stessa. Infine, un ulteriore elemento che si può cogliere osservando i profili in due dimensioni è un generale trend di inspessimento dei depositi di barena che poggiano sopra il corpo di barra spostandosi verso Nord (Figura 5.6 e Figura 5.7).

Mediante l'interpolazione spaziale delle superfici tra i diversi depositi individuate in due dimensioni si è potuto confermare quanto interpretato in precedenza nonché meglio comprendere l'evoluzione dell'architettura deposizionale durante la migrazione della barra. Sono state identificate tre fasi principali di crescita della barra verso Sud (Figura 5.8). Questi tre stadi evidenziano come la topografia più antica, in cui la base del canale secondario risulta essere ancora ben evidente, venga nel tempo livellata (Figura 5.9) fino ad azzerare la depressione del canale ed a generare l'attuale morfologia del fronte di barra.

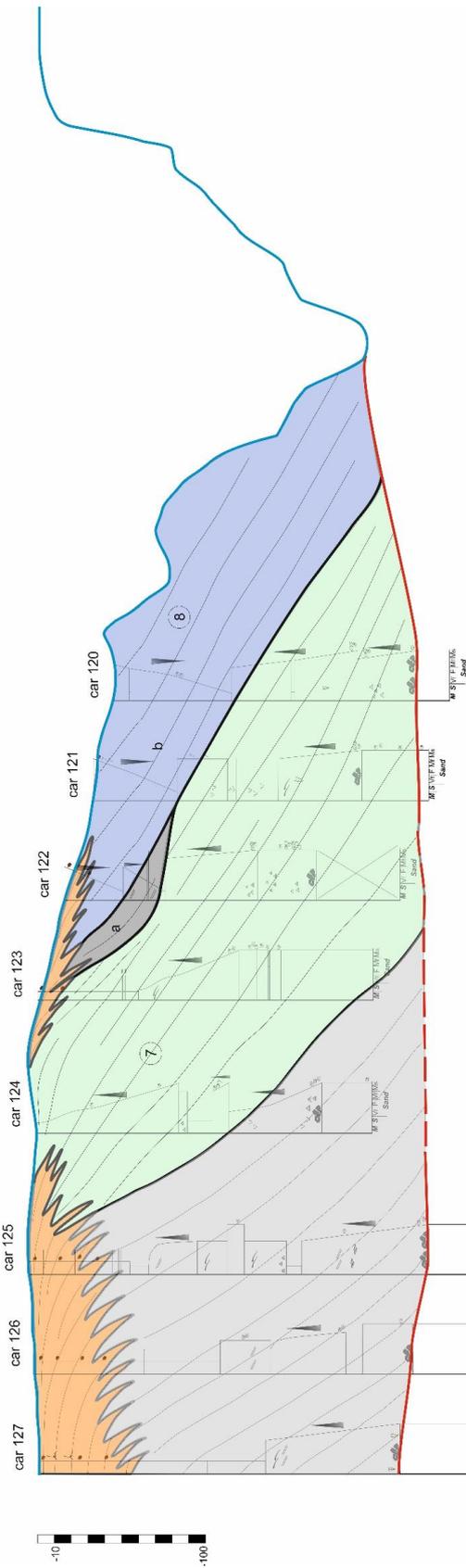
Fig. 5.5 – Di seguito una serie di tavole in cui sono rappresentati i 4 transetti con le rispettive interpretazioni.



Transecto I



Transecto 1

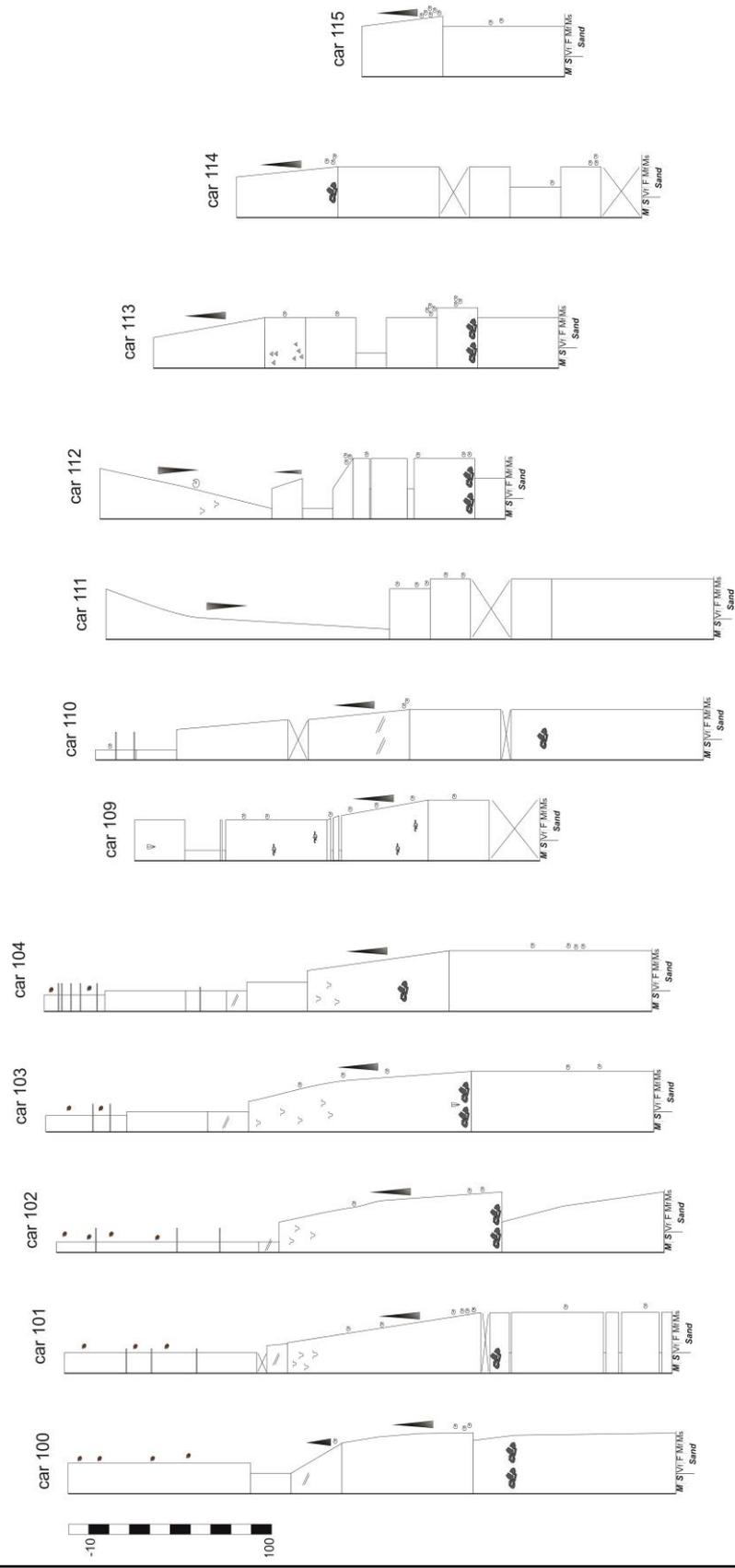


Legenda depositi

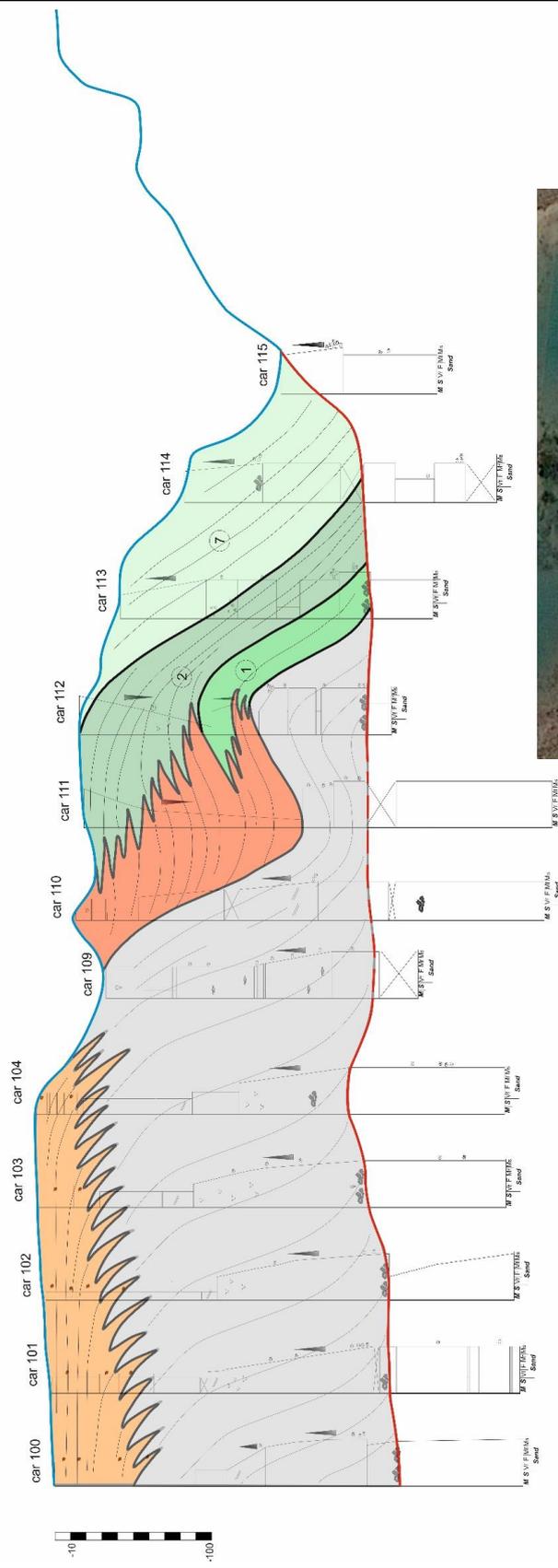
Barena	Lobo 2	Lobo 6
Point bar	Lobo 3	Lobo 7
Canale secondario	Lobo 4	Lobo 8
Lobo 1	Lobo 5	



Transetto 2



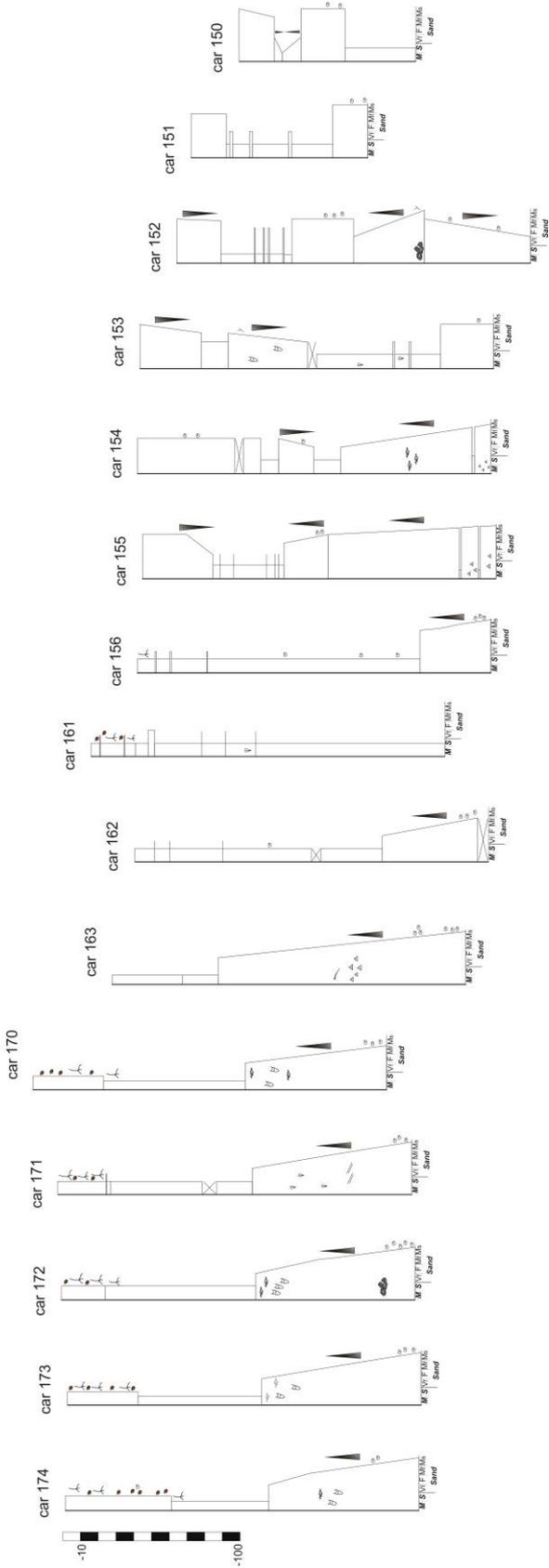
Transetto 2



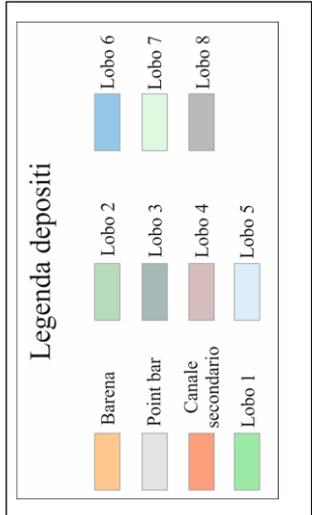
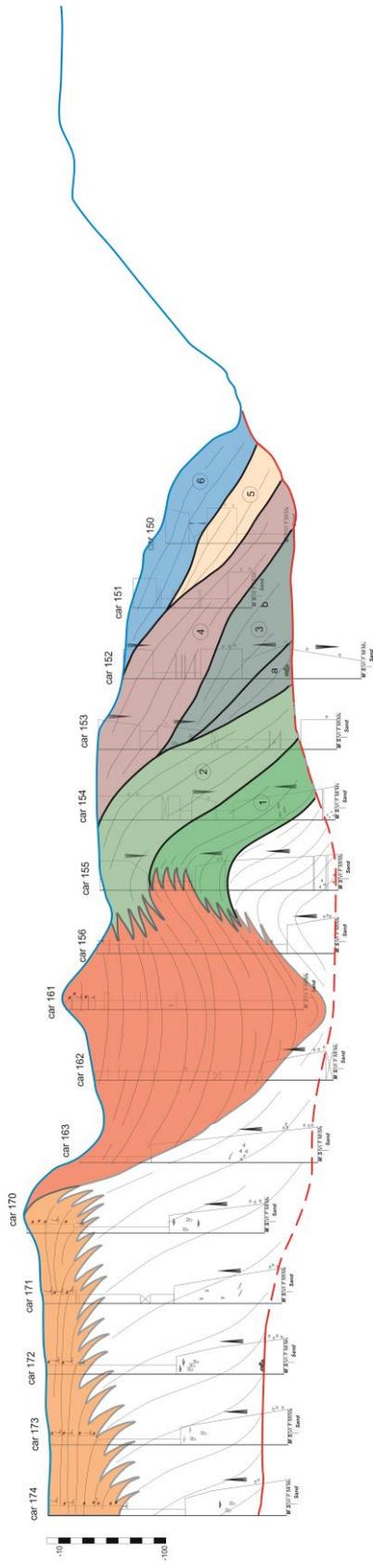
Legenda depositi

	Barena		Lobo 2		Lobo 6
	Point bar		Lobo 3		Lobo 7
	Canale secondario		Lobo 4		Lobo 8
	Lobo 1		Lobo 5		

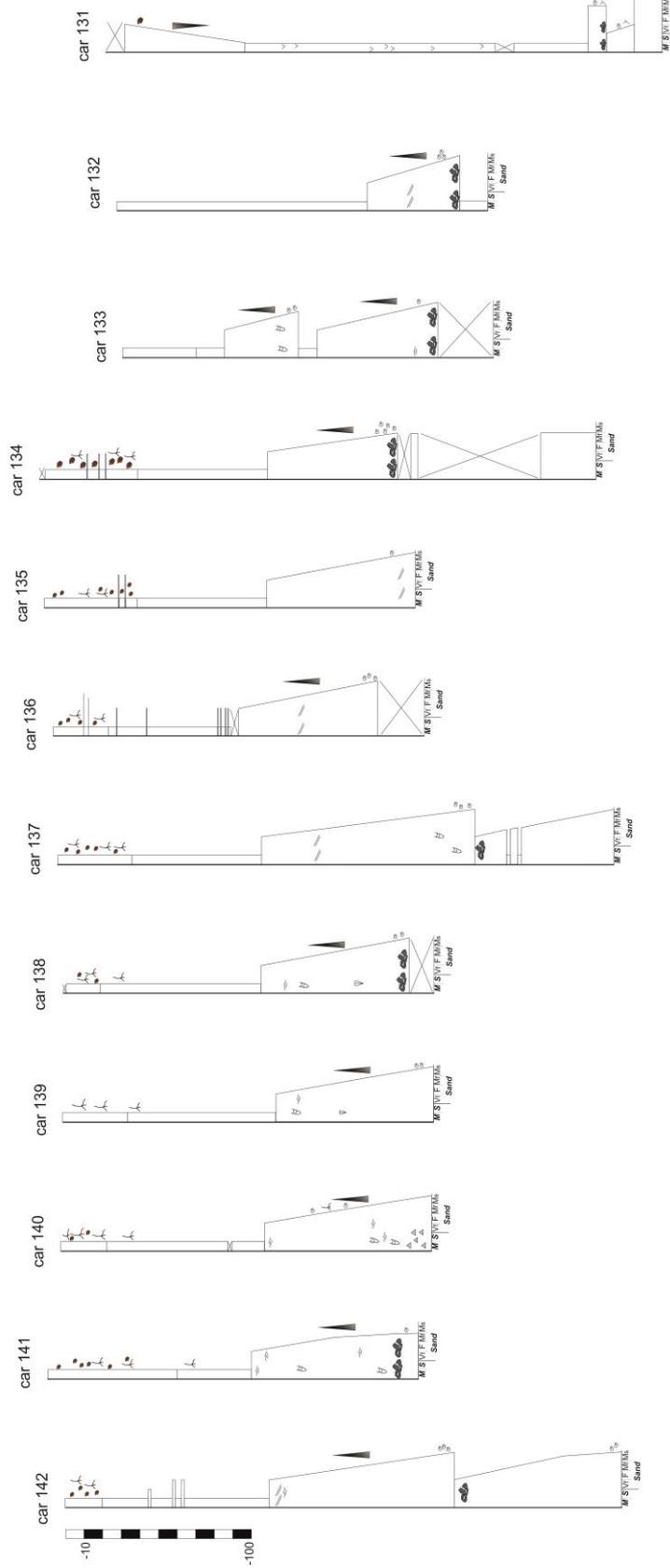
Transetto 3



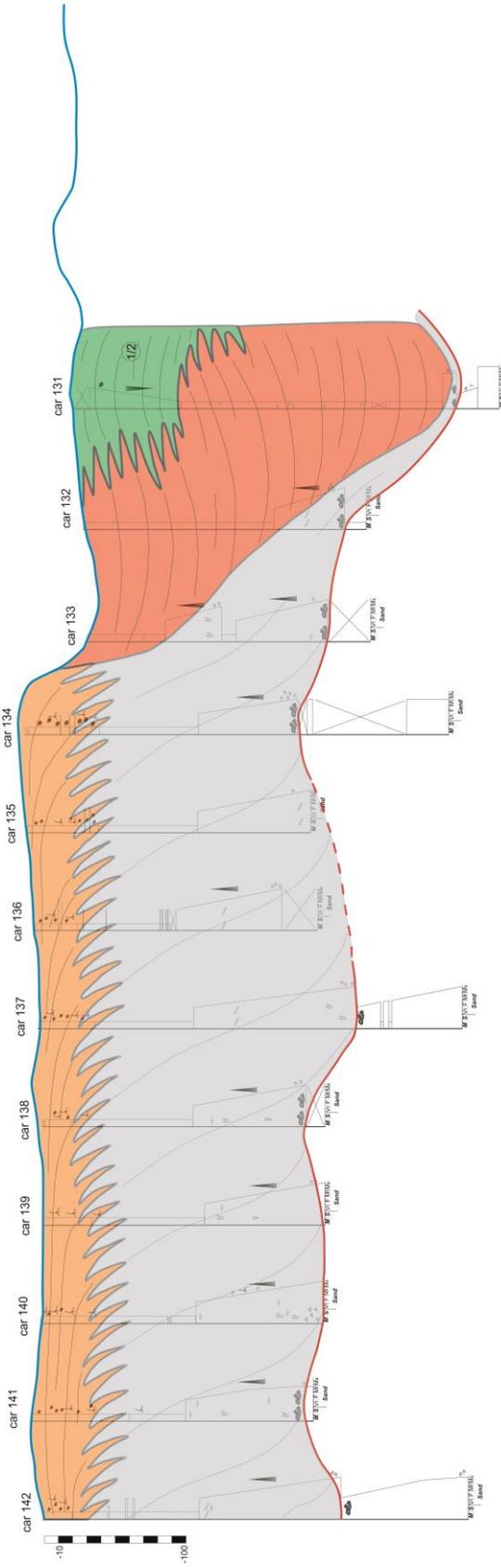
Transecto 3



Transetto 4



Transetto 4



Legenda depositi

	Barena		Lobo 2		Lobo 6
	Point bar		Lobo 3		Lobo 7
	Canale secondario		Lobo 4		Lobo 8
	Lobo 1		Lobo 5		

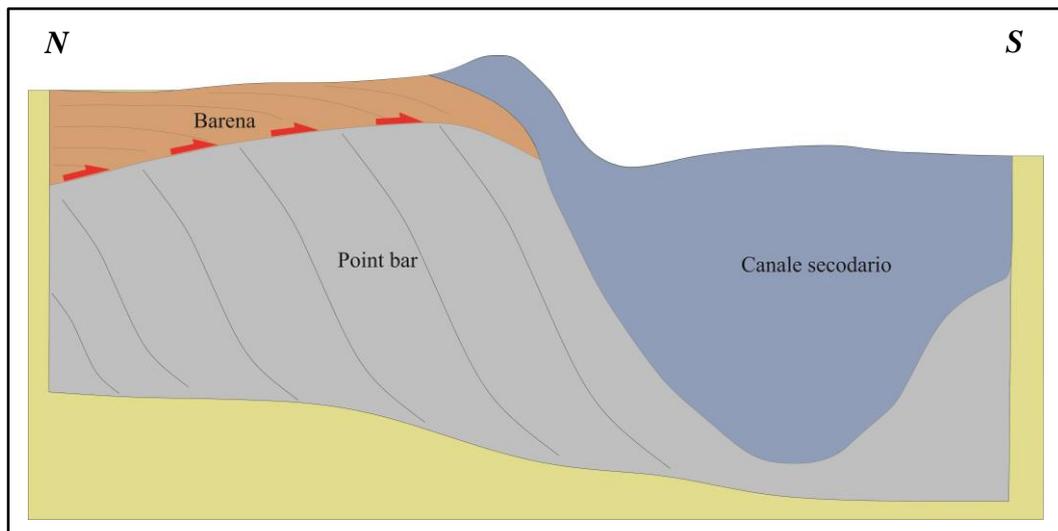


Fig. 5.6 – Rappresentazione idealizzata dell’andamento decrescente dei depositi di barena (in arancione) man mano che ci si avvicina al canale secondario.

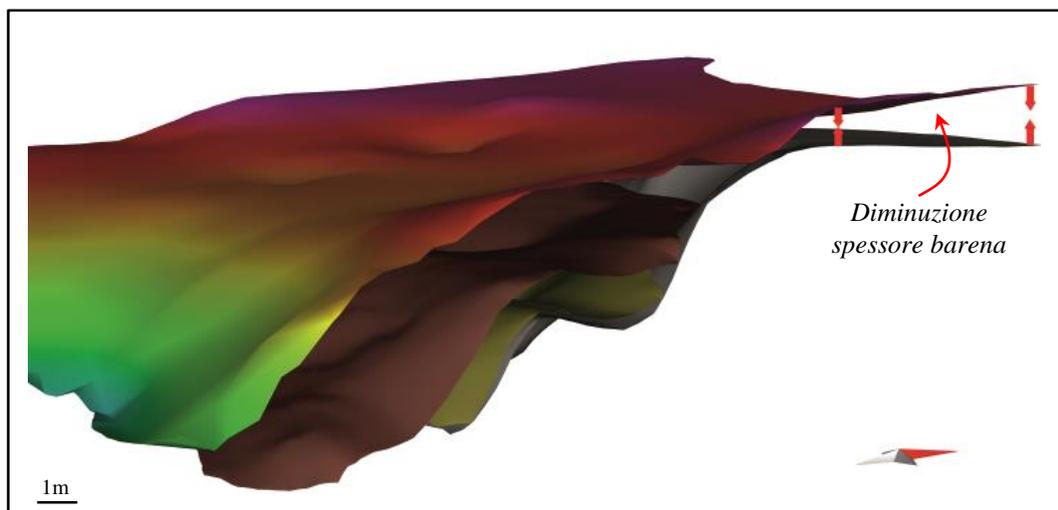


Fig. 5.7 – Visualizzazione in tre dimensioni dell’andamento dei depositi di barena che diminuiscono progressivamente di spessore spostandosi da Nord verso il canale secondario.

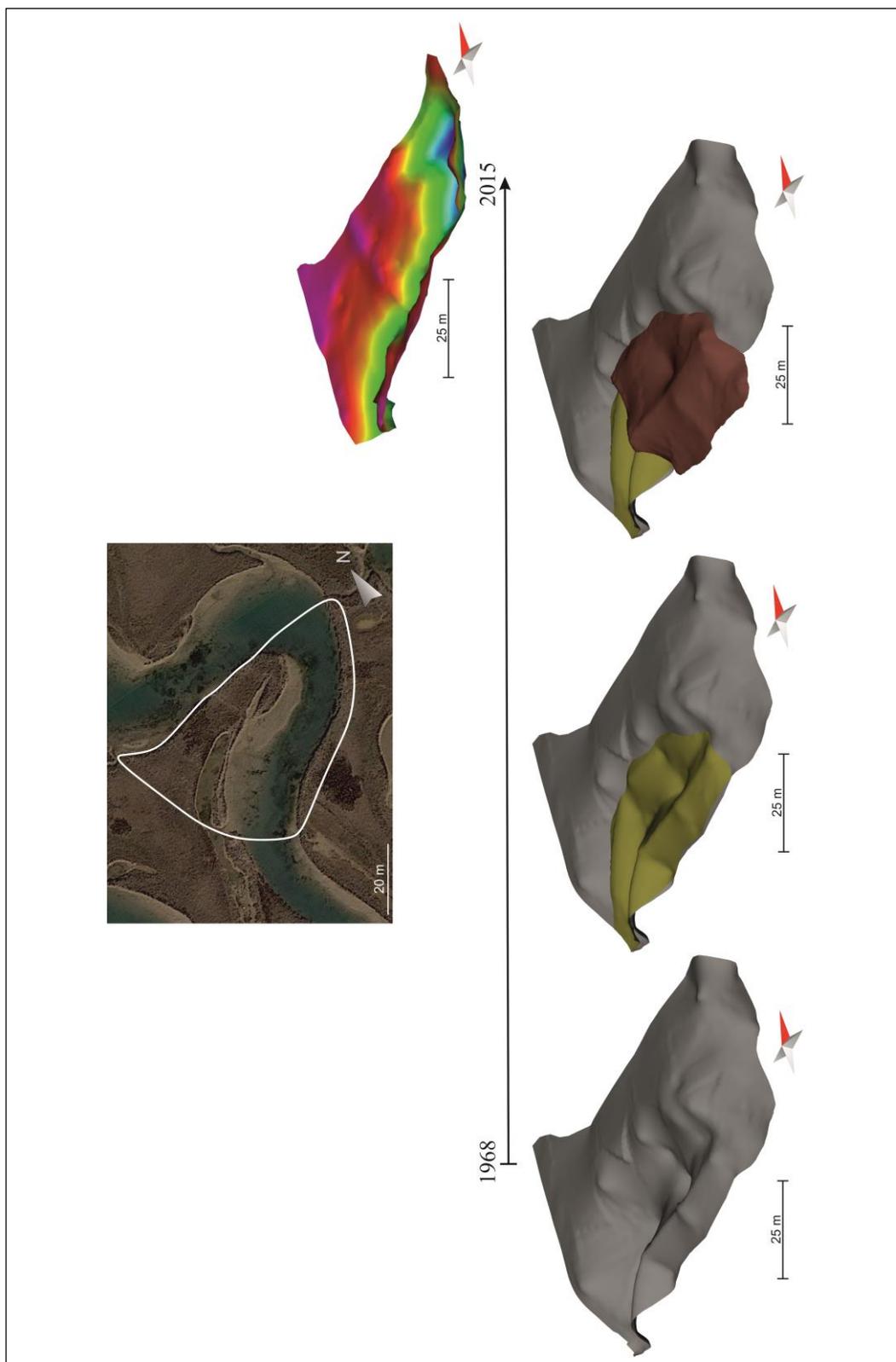


Fig. 5.8 – Modellizzazione 3D in cui si evidenzia l'evoluzione temporale della point bar dal 1968 sino ad oggi. Nell'immagine in pianta sono segnati i contorni dell'area modellizzata.

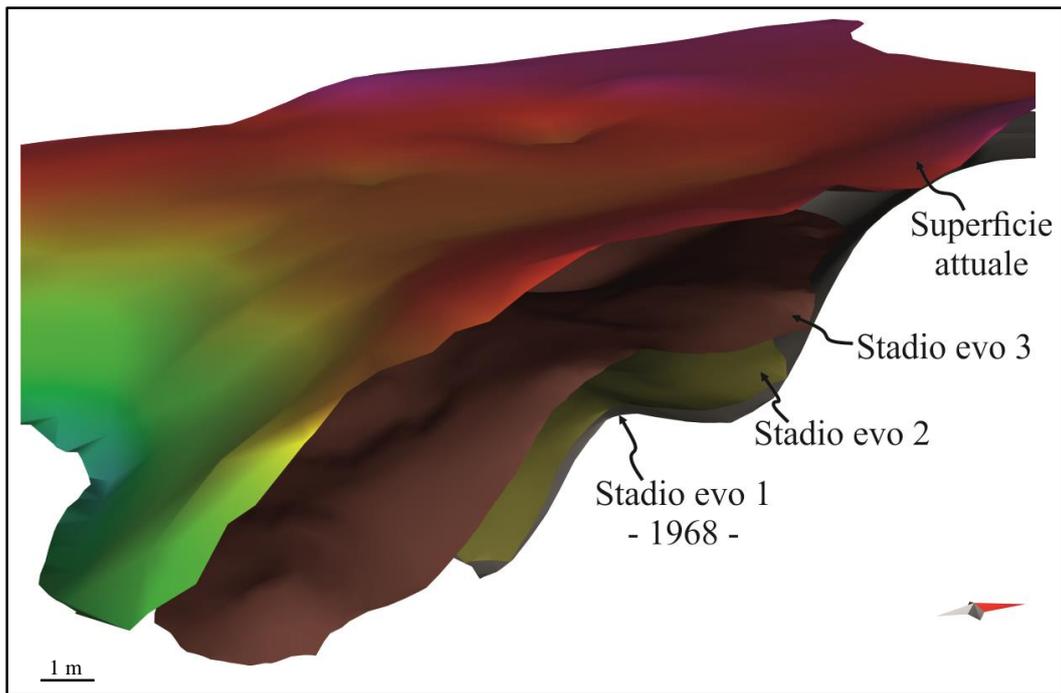


Fig. 5.9 – Immagine tridimensionale in cui si evidenzia come, al passaggio dallo stadio evolutivo numero 1 ai successivi, la superficie dei depositi tenda a diminuire il proprio angolo andandosi a livellare sino ad azzerare la depressione del canale secondario.

6. DISCUSSIONE

6.1 Storia deposizionale e morfodinamica della barra

L'integrazione dei risultati derivanti dall'analisi delle foto aeree e dell'architettura deposizionale ha permesso di definire le principali fasi evolutive della barra in esame a partire dal 1938. Durante tale intervallo di tempo, il principale evento che ha interessato l'evoluzione della barra è rappresentato dalla disattivazione del canale secondario sviluppato sul lato a mare della barra stessa. Tale disattivazione è avvenuta intorno la 1970 ed è stata indotta da un riorganizzazione del drenaggio associata ad un'a cattura avvenuta circa 80 metri a Sud dell'area in esame. Prima di tale evento (1938-1970), la barra in esame è stata interessata da una migrazione verso mare associata ad una lieve espansione. Durante questa fase, si è messa in posto la successione collocata a Nord del canale secondario e costituita da classici depositi di *point bar* con trend *fining upward* passanti verso l'alto a fanghi di barena. La disattivazione del canale secondario intorno al 1970 causa l'inizio del riempimento dello stesso tramite la messa in posto di fanghi, ed, allo stesso tempo, l'inizio di una nuova fase di accrezione sul lato meridionale della barra. Pertanto il processo di traslazione della barra prosegue anche a seguito della disattivazione del canale secondario, sebbene dopo tale evento la crescita della barra sembra seguire dinamiche più complesse, che portano alla messa in posto dei diversi lobi deposizionali riconosciuti nel lato a mare della barra. Il tasso di migrazione verso mare stimato attraverso l'analisi di foto aeree (circa 20 cm all'anno) risulta essere compatibile con quello riscontrato in altre curve di meandro della laguna veneta (Finotello *et al.*, 2015), mentre la modalità di migrazione è ragionevolmente indotta dalla presenza di un substrato fangoso lungo il margine esterno della curva di meandro. Tale composizione dell'argine ne rallenta l'erosione, impedendo l'espansione della curva di meandro e causandone la traslazione. Questo processo non è descritto per meandri a marea, ma è stato spesso analizzato nell'ambito di canali fluviali (Smith *et al.*, 2009; 2011).

6.2 Distribuzione delle facies sedimentarie ed architettura deposizionale

Sebbene la barra analizzata mostri alcune caratteristiche considerate peculiari di *point bar* sviluppate in contesto tidale, quali l'abbondanza di depositi fangosi, la presenza di intensa bioturbazione e di un *lag* di fondo canale ricco in gusci, esistono diversi aspetti che possono essere discussi riguardo da distribuzione delle diverse facies sedimentarie. Nello specifico, la *point bar* analizzata presenta due diverse tipologie di trend deposizionali. Nella porzione di barra al nord del canale secondario si riscontra una successione più uniforme con la presenza di un chiaro ed uniforme *fining upward* che culmina con sedimenti ossidati di barena. A Sud del canale secondario invece si notano una serie di corpi sedimentari lobati, contraddistinti in funzione di una netta sovrapposizione tra intervalli con trend granulometrici *fining* e *coarsening*. Mentre la successione a Nord potrebbe essere approssimata semplicemente con un modello di facies "classico", che prevede lo sviluppo di una circolazione secondaria e la redistribuzione di sedimento dalla sponda esterna a quella interna (Barwis, 1978; Bridges *et al.*, 1976), quella a Sud del canale merita una più accurata discussione derivante dall'integrazione del dato sedimentologico-architettonico e da quello idrodinamico. Nello specifico, l'analisi ADCP ha rivelato come vi sia una netta alternanza di velocità di flusso differenti durante le fasi di marea entrante ed uscente, confermando un marcato flusso bidirezionale in accordo con i modelli tipici riguardanti gli ambienti dominati dalle maree descritti in letteratura (Allen., 1982). La distribuzione delle velocità evidenzia come il settore meridionale della barra rappresenti la porzione sopraccorrente durante la fase di marea entrante e si trasformi nella parte sottocorrente durante la fase di marea uscente. Questo fa sì che questa zona sia interessata da correnti con struttura diversa durante le due fasi. In fase di *flood* la barra è attraversata da una corrente priva di componente trasversale e diretta dal *thalweg* verso il tetto della barra. In questa fase, la corrente secondaria si sviluppa sottocorrente rispetto all'apice del meandro ed interessa il lato nord della curva. La corrente diretta dal *thalweg* verso la barra è qui ritenuta responsabile della

formazione dei lobi con *trend coarsening*, che documentano la progressiva migrazione di un'onda di sedimento dalla parte più profonda del canale verso il tetto della barra. Al contrario, durante la fase di *ebb*, il lato meridionale della barra è interessato da una circolazione secondaria che trasporta sedimento secondo il classico “modello” producendo unità con *trend fining upward* (Figura 6). La dominanza di lobi con *trend coarsening* suggerisce pertanto che la maggior parte del sedimento venga distribuito sulla barra durante le fasi di marea entrante, quando l'erosione della sponda corrispondente risulta essere al minimo, dati i bassissimi valori di velocità riscontrati. Al contrario, durante la fase di marea uscente, la sedimentazione sulla barra risulta essere scarsa (zona d'ombra con velocità del flusso estremamente ridotte) mentre l'erosione sulla sponda corrispondente è accentuata dalla presenza di picchi di velocità in prossimità della stessa.

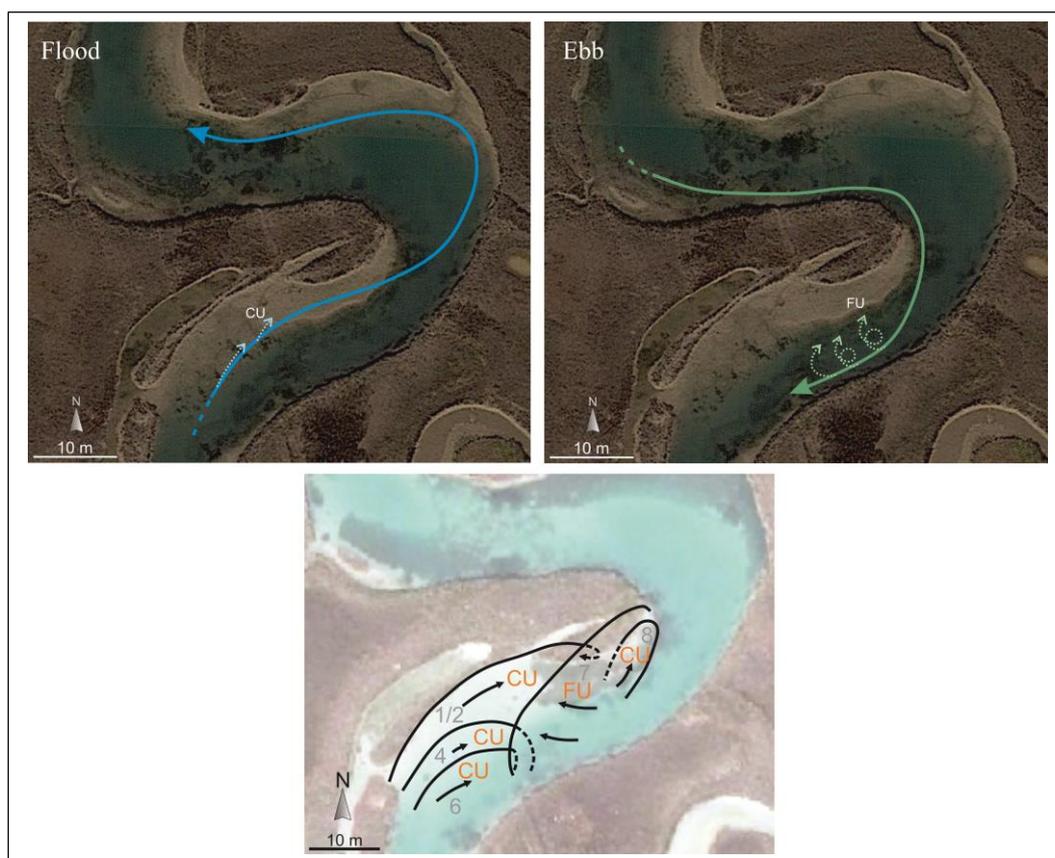


Fig. 6 – Sopra: Ricostruzione degli stili di deposizione delle differenti correnti di marea. Sotto: ricostruzione in pianta dei lobi che arrivano in superficie con i rispettivi trend.

6.3 Comparazione con modelli di meandri fluviali

Il caso in esame rivela come l'analisi di depositi di barre di meandro tidali richiedano lo sviluppo di specifici modelli di facies, e che l'approssimazione di queste ultime con generici modelli sviluppati per *point bar* fluviali a carattere espansionale possa rivelarsi di scarsa efficacia. Il presente studio evidenzia come tale approssimazione risulti particolarmente errata, in quanto la barra in esame mostra un comportamento morfodinamico completamente diverso da quello delle barre espansionali fluviali. Ciononostante, anche se si tentasse di paragonare un modello di facies di barre traslazionali fluviali con quello relativo alla barra in esame, possiamo subito notare alcune rilevanti differenze. Il processo di traslazione in ambiente fluviale è costantemente associato alla redistribuzione di sedimento sul lato sottocorrente da opera delle correnti secondarie. Al contrario, nel presente caso, l'accrezione di sedimento sulla barra avviene ad opera di una corrente, quella di *flood*, che risulta priva di componente trasversale e pertanto non associata ad una circolazione elicoidale secondaria. Al contrario, l'erosione di sponda, che consente la migrazione verso mare della curva di meandro, è associata, come nel caso fluviale, ad un flusso elicoidale, che risulta generato dalla corrente di *ebb*. Un ulteriore elemento di discussione nell'ambito del confronto tra *point bar* di origine fluviale e quelle di origine tidale è rappresentato dalla presenza di una componente aggradazionale che accompagna la migrazione di queste ultime. In particolare, considerando che la superficie di barena è praticamente suborizzontale, il diminuire dello spessore dei depositi di barena presenti sopra la barra indica che la zona di transizione tra tetto della barra e sistema di barena si sposta nel tempo lateralmente e ma anche verso l'alto. Tale geometria indica che la barra migra verso mare e che il suo top tende anche ad aggradare nel tempo, processo poco noto in ambito di migrazione di barre di meandro fluviali (Ghinassi *et al.*, 2014). Tale processo, che implica un progressivo aumento della sezione idraulica del canale, è associato al continuo processo di accrezione delle aree di barena, le quali tengono il passo della crescita verticale del medio mare attraverso la combinazione di apporto clastico e apporto organico (detrito vegetale prodotto *in loco*).

7. CONCLUSIONI

Il presente lavoro di tesi, basato sull'analisi sedimentologica e morfodinamica di una barra di meandro tidale collocata nel settore settentrionale della Laguna di Venezia, ha prodotto risultati che possono essere riassunti nei seguenti punti:

1) Il meandro tidale in esame migra nel tempo modificando di poco la propria sinuosità, ma si sposta verso mare con un'evoluzione planimetrica di tipo traslazionale, ed assimilabile a quelle che caratterizzano alcune barre di meandro fluviale sviluppatesi in presenza di argini coesivi.

2) Il tasso di migrazione della barra è di circa 20 cm per anno, e risulta paragonabile a quello misurato per altre barre sviluppatesi in simile contesto nella Laguna di Venezia.

3) L'accrezione verso mare della barra risulta essere associata a trasporto di sedimento operato da correnti di marea entrante, che accumulano sul lato verso mare della barra dei corpi sedimentari lobati caratterizzati da trend granulometrico di tipo *coarsening upward*. L'erosione della sponda antistante alla barra è invece associata alla dominanza di correnti elicoidali sviluppatesi durante la fase di riflusso della marea. Lo stesso riflusso è in grado anche di accumulare ridotte quantità di sedimento al piede della barra, contribuendo a formare rare unità caratterizzate da un trend granulometrico di tipo *fining upward*.

4) La migrazione della barra è accompagnata da una componente di aggradazione verticale, associata a fenomeni di accrezione della barena e che comporta nel tempo un progressivo aumento della sezione idraulica del canale.

BIBLIOGRAFIA

- Allen, J.R.L. (1982). *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis* (Vol. II). Amsterdam: Elsevier Science Publishers, 94-100.
- Barwis, J.H. (1978). Sedimentology of some South Carolina tidal creek point bars and a comparison with their fluvial counterparts . In e. b. Miall, *Fluvial sedimentology* (p. 129-160). Calgary : Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5.
- Bridges, P. H., Leeder, M. R. (1976). Sedimentary model for intertidal mudflat channels, with examples from the Solway Firth, Scotland. *Sedimentology*, 23, 533-552.
- Charlton, R. (2007). *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Routledge, 80-92, 137-150.
- Choi, K. S. (2011). External controls on the architecture of inclined heterolithic stratification (IHS) of External controls on the architecture of inclined heterolithic stratification (IHS) of. *Marine Geology*, 285, 17-28.
- Choi, K. S., Dalrymple, R. W., Chun, S. S., Kim, S. P. (2004). Sedimentology of modern, inclined heterolithic stratification (IHS) in the macrotidal Han River delta, Korea. *Journal of Sedimentary Research*, 74(5), 677-689.
- Choi, K. S., Hong, C. M., Kim, M. H., Oh, C. R., Jung, J. H. (2013). Morphologic evolution of macrotidal estuarine channels in Gomso Bay, west coast of Korea: Implications for the architectural development of inclined heterolithic stratification. *Marine Geology*, 346, 343-354.
- Choi, K. S., Jo, J. H. (2015). Morphodynamics of tidal channels in the open coast macrotidal flat, southern Ganghwa island in Gyeonggi Bay, west coast of Korea. *Journal of Sedimentary Research*, 85, 582-595.
doi:<http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2015.44>
- D'Alpaos, A., Lanzoni, S., Marani, M., Fagherazzi, S., & Rinaldo, A. (2005). Tidal network ontogeny: Channel initiation and early development. *J. Geophys. Res.*, 110, F02001. doi:10.1029/2004JF000182
- Dalrymple, R. W. Machay, D. A., Ichaso, A. A., Choi, K. S. (2012). Processes, of MORphodynamics, and Facies of Tide-Dominated Estuaries. In &. R. R.A. Davies, *Principles of Tidal Sedimentology* (p. 79-107). Springer.

- Dalrymple, R. W., Choi, K. (2007). Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 81, 135-174.
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A., Boyd, R. (1992). Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, 62(6), 1130-1146.
- De Mowbray, T. (1983). The genesis of lateral accretion deposits in recent intertidal mudflat channels, Solway Firth, Scotland. *Sedimentology*, 30, 425-435.
- Fagherazzi, S., Gabet, E. J., Furbish, D. J. (2004). The effect of bidirectional flow on tidal channel platforms. *Earth Surface Processes and Landforms*(29), 295-309. doi:0.1002/esp.1016
- Finotello, A., D'Alpaos, A., Ghinassi, M., Lanzoni, S., Marani, M., Rinaldo, A. (2015). Analysis of Meander Migration Rates in Tidal Landscape. *Geophysical Research Abstracts*, 17.
- Fruergaard, M., Andersen, T.J., Nielsen, L.H., Madsen, A.T., Johannessen, P.N., Murray, A.S., Kirkegaard, L., Pejrup, M. (2011). Punctuated sediment record resulting from channel migration in a shallow sand-dominated micro-tidal lagoon, Northern Wadden Sea, Denmark. *Marine Geology*, 280(2011), 91-104.
- Ghinassi, M., Nemeč, W., Aldinucci, M., Nehyba, S., Özakso, V., and Fidolini, F. (2014). Plan-form evolution of ancient meandering rivers reconstructed from longitudinal outcrop sections. *Sedimentology*, 61, 952-977.
- Hibma, A., Stive, M. J.F., Wang, Z. B. (2004). Estuarine morphodynamics. *Coast Engineering*, 51, 765-778.
- Hood, W. G. (2010). Tidal channel meander formation by depositional rather than erosional processes: examples from the prograding Skagit River Delta (Washington, USA). *Earth Surf. Process. Landforms*, 35, 319-330. doi:10.1002/esp.1920
- Hood, W. G. (2006). A conceptual model of depositional, rather than erosional, tidal channel development in the rapidly prograding Skagit River Delta (Washington, USA). *Earth Surf. Process. Landforms*. doi:10.1002/esp.1381

- Hughes, Z.J. (2012). Tidal Channels on Tidal Flats and Marshes. In R. A. Davis, & R. W. Dalrymple, *Principles of Tidal Sedimentology* (p. 269-300). Springer.
- Marani, M., Lanzoni, S., Zandolin, D., Seminara, G., Rinaldo, A. (2002). Tidal meanders. *Water Resour. Res.*, 38(11). doi:10.1029/2001WR000404
- McClennen, C. E., Housley, R. A. (2006). Late-Holocene Channel Meander Migration and Mudflat Accumulation Rates, Lagoon of Venice, Italy. *Journal of Coastal Research*, 22(4), 930-945. doi:0.2112/03-0113.1
- Rinaldo, A., Fagherazzi, S., Lanzoni, S., Marani, M., Dietrich, W. E. (1999). Tidal networks 3. Landscape-forming discharges and studies in empirical geomorphic relationships. *Water Resource Research*, 35(12), 3919-3929.
- Smith, D.G., Hubbard, S.M., Lavigne, J.R., Leckie, D.A., and Fustic, M. (s.d.). Stratigraphy of counter-point-bar and eddy-accretion deposits in low-energy meander belts of the Peace-Athabasca Delta, northeast Alberta, Canada. In S. L. Davidson, *From River to Rock Record: The Preservation of Fluvial Sediments and Their Subsequent Interpretation* (p. 143-152). SEPM, Special Publication 97.
- Smith, D.G., Hubbard, S.M., Leckie, D., and Fustic, M. (2009). Counter point bar deposits: lithofacies and reservoir significance in the meandering modern Peace River and ancient McMurray Formation, Alberta, Canada. *Sedimentology*, 56, 1655-1669.
- Solari, L., Seminara, G., Lanzoni, S., Marani, M., Rinaldo, A. (2002). Sand bars in tidal channels Part 2. Tidal meanders. *J. Fluid Mech.*, 451, 203-238. doi:10.1017/S0022112001006565
- Thomas, R.G., Smith, D.G., Wood, J.M., Visser, J., Anne Calverley-Range, E., Koster, E.H. (1987). Inclined Heterolithic Stratification - Terminology, Description, Interpretation and Significance. *Sedimentary Geology*, 53, 123-179.
- Tosi, L., Rizzetto, F., Bonardi, M., Donicci, S., Serandrei Barbero, R., Toffoletto, F. (2007a). *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. 128-Venezia*. Roma, 1-164: APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia, System Chart.
- Tosi, L., Rizzetto, F., Bonardi, M., Donicci, S., Serandrei Barbero, R., Toffoletto, F. (2007b). *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. 148-149-Chioggia-Malamocco*. Roma, 1-164: APAT, Dipartimento della Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia, System Chart.

Zecchin, M., Brancolini, G., Tosi, L., Rizzetto, F., Caffau, M. (2009). Anatomy of the Holocene succession of the southern Venice lagoon revealed by very high-resolution seismic data. *Continental Shelf Research*, 29, 1343-1359.