

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**IDRODINAMICA E DISTRIBUZIONE DI
SEDIMENTI IN BARRE DI MEANDRO TIDALE**

Relatore: Prof. Massimiliano Ghinassi

Correlatori: Prof. Andrea D'Alpaos

Laureando: Giovanni Munari

ANNO ACCADEMICO 2015 / 2016

INDICE

Abstract	1
Riassunto	2
1. Introduzione	5
1.1 <i>Formazione di canali tidali</i>	7
1.2 <i>Evoluzione di un canale tidale</i>	9
1.3 <i>Migrazione di un canale tidale</i>	10
1.4 <i>Pointbar tidali.....</i>	12
2. Depositi di pointbar tidale: un caso moderno	16
2.1 <i>Inquadramento geomorfologico</i>	16
2.1.1 <i>Laguna di Venezia</i>	17
2.1.2 <i>Area in studio</i>	18
2.2 <i>Metodi</i>	18
2.2.1 <i>Telerilevamento e georeferenziazione</i>	18
2.2.2 <i>Misure di velocità di flusso (ADCP)</i>	19
2.2.3 <i>Prelievo e analisi delle carote.....</i>	21
2.2.4 <i>Analisi granulometriche</i>	23
2.3 <i>Risultati</i>	23
2.3.1 <i>Analisi delle fotografie aeree</i>	23
2.3.2 <i>ADCP.....</i>	25
2.3.3 <i>Carote sedimentarie</i>	29
2.3.4 <i>Architettura e distribuzione granulometrica dei sedimenti</i>	35
2.4 <i>Discussione</i>	48
2.4.1 <i>Evoluzione morfodinamica della barra</i>	48
2.4.2 <i>Idrodinamica ed architettura deposizionale della barra.....</i>	49
3. Depositi di pointbar tidale: un caso fossile	53
3.1 <i>Inquadramento geologico</i>	53
3.1.1 <i>I Pirenei</i>	55
3.1.2 <i>La Formazione di Tresp</i>	56
3.1.3 <i>La Lower Red Unit</i>	57

3.1.1 Area in studio	58
3.2 Metodi.....	59
3.2.1 Sedimentologia ed analisi architettrale	59
3.2.2 Fotogrammetria e modellizzazione 3D	59
3.3 Risultati.....	61
3.3.1 Facies sedimentarie	61
3.3.2 Architettura deposizionale	66
3.3. Paleocorrenti.....	73
3.4 Discussione	75
3.4.1 Morfologia del canale.....	76
3.4.2 Architetture deposizionali e paleocorrenti.....	76
4. Discussione	79
4.1 Comparazione con modelli di meandri fluviali	79
4.2 Modello deposizionale di una pointbar fluviale	80
5. Conclusioni.....	81
Bibliografia.....	87

Abstract

Development of meandering channels along coastal environments contributes to the genesis of tidal pointbar, whose morphology and depositional architecture differs from the classical model proposed for the same bodies developed in fluvial context. The present work analyses the characteristic hydrodynamic processes of a tidal meander and their consequences in terms of sediments distribution. This work focused on the comparison between a modern study case, represented by a tidal pointbar located in the northern Venice Lagune (Italy), and a fossil case, represented by Cretaceous sediments of the Tremp Formation outcropping near Tremp (Spain). The modern case was analysed in terms of morphodynamic development through the comparison of aerial photos that highlight the planimetric evolution of the pointbar in a certain interval of time. Afterwards the acquisition of flow rate measurements (ADCP) and the high resolution facies analysis allowed to understand the architectural evolution of the pointbar. The fossil case was described through paleocurrents measurements, facies analysis and generations of a three-dimensional model that describes geometry of the studied bodies through space. Final comparison between results of the two cases allowed to generate a new depositional model for tidal pointbars which is applicable to a wide range of modern and ancient cases.

Riassunto

Negli ambienti costieri lagunari lo sviluppo di canali meandriformi contribuisce alla genesi di depositi di *pointbar* tidali, la cui morfologia ed architettura deposizionale si discosta dai classici modelli proposti per i medesimi corpi sviluppatasi in contesti fluviali. La seguente tesi analizza i processi idrodinamici caratterizzanti un meandro tidale e le loro conseguenze in termini di distribuzione del sedimento. L'obiettivo del seguente studio è incentrato quindi sulla comparazione tra un caso moderno, rappresentato da una barra di meandro situata nel settore settentrionale della Laguna di Venezia (Italia), ed un caso fossile, rappresentato da sedimenti cretacei appartenenti alla Formazione di Trespallanca affioranti nei pressi nell'omonima città (Spagna). Il caso moderno è stato analizzato dapprima in termini morfodinamici attraverso la comparazione di fotografie aeree in grado di mettere in luce l'evoluzione planimetrica della barra di meandro tidale nel tempo. Successivamente l'acquisizione di misure di velocità di flusso (ADCP) e l'analisi di facies ad alta risoluzione ha permesso di comprendere l'evoluzione architettonica della *pointbar*. Il caso fossile è stato descritto attraverso la misura di direzione delle paleocorrenti e l'analisi di facies, oltre alla produzione di un modello tridimensionale in grado di descrivere l'andamento nello spazio delle geometrie dei corpi in studio. La comparazione finale dei risultati ottenuti per i due casi ha permesso di stipulare un nuovo modello deposizionale di *pointbar* tidale applicabile ad una più vasta gamma di casi.

1. Introduzione

La grande somiglianza tra la morfologia dei canali tidali sviluppati in aree affette dall'azione delle maree e quella dei canali fluviali ha da sempre indotto gli studiosi ad affiancare le due tipologie nonostante esistano molte evidenze che permettono di distinguere i primi dai secondi.

Tra le caratteristiche morfodinamiche e sedimentologiche che sottolineano tali differenze le strutture sedimentarie bidirezionali generate da flussi opposti sono certamente le più significative. Altri fattori, però, possono efficacemente essere utilizzati per identificare un canale tidale: i) la presenza di gusci di molluschi salmastri nei depositi di fondo (depositi di *lag*) e all'interno del corpo di barra (*pointbar* tidale); ii) l'alternanza di strati di sabbia e materiale più fine (fango e silt) a formare tipici depositi eterolitici (Brivio *et al.*, 2016; Allen, 1982); iii) la marcata presenza di bioturbazione (Brivio *et al.*, 2016; Allen, 1982).

Se i canali fluviali sono stati ampiamente descritti e documentati nel corso degli anni, la letteratura riguardante i canali tidali si presenta ancora oggi lacunosa ed incompleta, e richiede un'attenzione particolare ed uno sforzo ulteriore per ampliare le conoscenze riguardo a tale argomento.

I canali tidali sono generalmente definiti da un flusso bidirezionale (Hughes, 2012) composto da una corrente di *flood* diretta verso terra ed una corrente di *ebb* diretta verso mare che si alternano ritmicamente nel tempo (ciclicità semidiurna) variando di intensità. Essi rappresentano i corpi attraverso i quali le onde di marea si propagano nella piana tidale controllando lo scambio tra le masse d'acqua interne ed esterne al sistema (Hughes, 2012).

La risposta di una regione alle inondazioni ripetute legate all'escursione di marea è caratterizzata dalla formazione di aree periodicamente sommerse e da una complessa rete di canali in grado di drenarle (Hughes, 2012). Tale rete risulta essere dinamica per natura ed in grado di sperimentare cambiamenti ad una scala di tempo più breve rispetto a quella dell'evoluzione dell'area nella sua totalità (D'Alpaos *et al.* 2005). La dinamicità di questi sistemi è rappresentata dalla

migrazione dei canali, risultato dell'interazione complessa di diversi fattori idrodinamici quali l'asimmetria nella velocità delle maree ed il pattern di distribuzione delle *mutually evasive tidal-current* (MEC) (Choi *et al.*, 2015; Fagherazzi *et al.* 2008).

Questa migrazione porta alla formazione di sedimenti caratterizzati da una chiara laminazione inclinata (Bridges & Leeder, 1976) chiamata *Inclined Heterolitic Stratification* (IHS), rappresentante depositi di *pointbar* tidali. Le caratteristiche di tale stratificazione non variano unicamente tra i diversi ambienti, ma significativamente anche all'interno dello stesso canale e tra rami e distributari di uno stesso sistema deposizionale (Johnson & Dashtgard, 2014). Questa estrema variabilità, unita alla scarsità di lavori atti ad investigare l'evoluzione idrodinamica e morfodinamica di tali sistemi (Marani *et al.*, 2002; Solari *et al.*, 2002; Fagherazzi *et al.*, 2004; Hood, 2010; Choi *et al.*, 2015) nonché l'architettura interna dei canali meandriiformi tidali (Bridge *et al.*, 1976; De Mowbray, 1983; Thomas *et al.*, 1987; Hughes, 2012) rende tale argomento assai complesso ed ancora scarsamente esplorato.

Il seguente lavoro si prefissa l'obiettivo di fare luce sul ruolo delle correnti bidirezionali riguardo la distribuzione dei sedimenti di una *pointbar* tidale attraverso lo studio di dettaglio della facies e dell'architettura di una barra moderna e di un corrispettivo esempio fossile. Il caso studio relativo ad un canale moderno è rappresentato da una barra collocata nella porzione settentrionale della Laguna di Venezia, mentre il caso studio focalizzato sul record fossile è rappresentato da depositi lagunari cretacei affioranti nei pressi della città di Tremp (Spagna). Lo studio in esame permetterà di cogliere similitudini e differenze caratterizzanti i casi in esame e di identificare un modello applicabile ad una più vasta gamma di casi.

1.1. Formazione di canali tidali

Osservazioni dirette suggeriscono l'esistenza di due modi differenti di formazione di un canale tidale: (1) per incisione di una superficie piana o di un deposito; (2) per accumulo di sedimenti attorno ad un'incisione.

Il primo caso (1) è considerato come il maggior responsabile della formazione dei canali tidali, ed è strettamente legato alla presenza di un picco massimo di stress al fondo (*shear bottom stress*) in corrispondenza dei *tip* del canale (estremità del canale) (Hughes, 2012). In genere i flussi superficiali che caratterizzano le superfici piane avvengono come flussi laminari (*sheet flow*). A seguito del raggiungimento di una certa distanza, che prende il nome di lunghezza critica (*critical length*) di un flusso, il volume convergente e la velocità della corrente raggiungono una magnitudo sufficiente ad erodere la superficie piana, favorendo così la formazione di un canale. I fattori che influenzano la *critical length* sono vari: i) l'inclinazione della superficie, ii) l'intensità del ruscellamento (*runoff*), iii) la capacità di infiltrazione dei sedimenti, iv) la resistenza dei sedimenti all'erosione. Generalmente le velocità maggiori sono raggiunte durante la corrente di *ebb*, quando il gradiente idraulico tra la piattaforma ed il canale è maggiore; sono stati però suggeriti modelli che attribuiscono la formazione di canali alle inondazione della corrente di *flood* (Hughes, 2012; Pethick, 1992).

Il secondo caso (2) è invece legato alla colonizzazione della *tidal flat* da parte della vegetazione. L'erosione legata alla crescita della vegetazione, unita alla presenza di incisioni ereditate dalla *tidal flat* pre-esistente favoriscono l'incanalamento del flusso d'acqua con conseguente intensificazione dell'erosione. Tale erosione localizzata, unita alla crescita circostante delle barene favorita dalla deposizione di resti vegetali, permette la formazione di canali tidali (Hood 2006, 2010; Temmerman *et al.* 2007). Ulteriori osservazioni hanno dimostrato come ambienti di *salt marshes* (barene) ereditino nella maggior parte dei casi i propri canali sia da sistemi di *tidal flat* (bassifondi) che da sistemi fluviali precedenti (Pethick, 1969; Adams 1997).

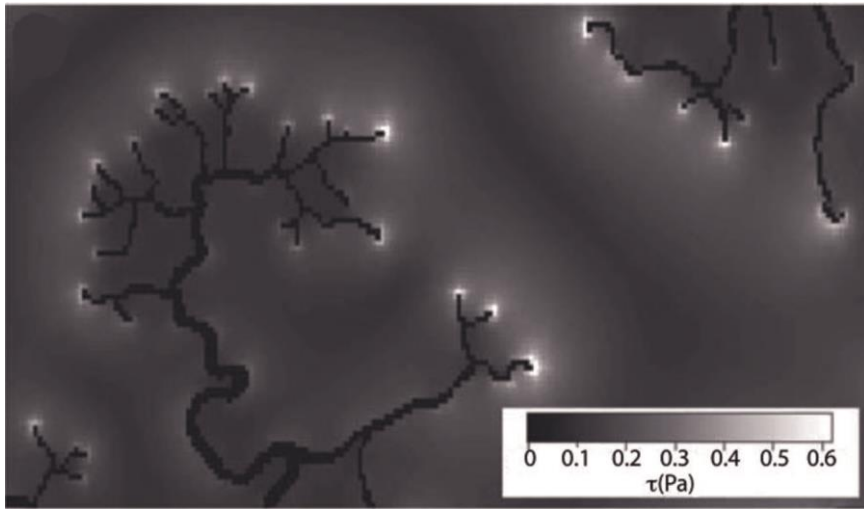


Fig. 1.1 – Distribuzione degli sforzi di taglio (*shear stress*) all'interno di un canale tidale – sistema di piana tidale (Adattato da D'Alpaos et al., 2005)

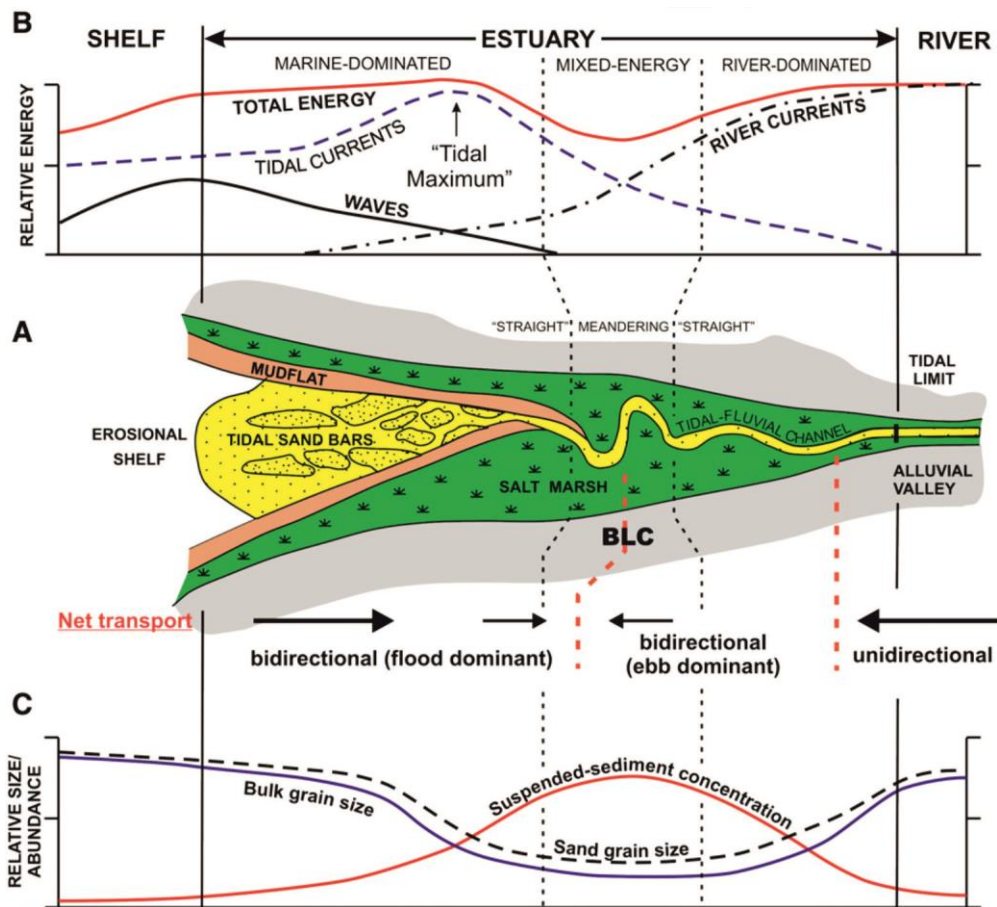


Fig. 1.2 – A: Schema semplificato di un estuario dominato dalle maree. Si noti la

tipica forma “*funnel shape*”, le variazioni di morfologia (rettilineo-meandriforme-rettilineo), la presenza di *pointbar* tidali nella porzione verso mare ed il margine erosivo legato alla natura trasgressiva dell’ambiente. B: Variazione longitudinale di intensità dei tre principali processi fisici (correnti fluviali, correnti tidali ed onde) e la risultante direzione di trasporto del sedimento. C: variazione longitudinale della granulometria della frazione sabbiosa, della concentrazione del sedimento in sospensione e della granulometria di massa dei depositi risultanti (essenzialmente il rapporto sabbia/fango). (Darlymple *and* Choi, 2007)

1.2 Evoluzione di un canale tidale

In ambiente tidale il movimento dell’acqua legato alle maree è il fattore principale che controlla la magnitudo del flusso che scorre all’interno dei canali. Questo flusso, che prende il nome di prisma tidale (*tidal prism*), aumenta verso mare come risultato del progressivo aumento dell’area inondata e drenata ad ogni singola marea. Di conseguenza tutti i canali tidali mostrano un aumento dell’area della sezione trasversale verso mare principalmente legato ad un accrescimento della larghezza del canale stesso. Studi teorici (Pillsbury, 1939; Myrick *and* Leopold, 1963) ed osservazioni morfologiche (e.g., Wright *et al.*, 1973) hanno evidenziato che tale aumento avviene in modo esponenziale, ed è il responsabile della classica forma ad imbuto (*funnel-shaped*) dei canali tidali, anche in aree microtidali e mesotidali (Darlymple *and* Choi, 2007).

La forma di equilibrio di un canale è quella sinusoidale avente una lunghezza d’onda proporzionale alla larghezza del canale stesso (Hughes, 2012). L’evoluzione di un canale con il conseguente passaggio da una profilo rettilineo ad uno meandriforme richiede del tempo (Hibma *et al.* 2004a, b; Hughes, 2012). Questo implica che il rapporto tra la lunghezza d’onda del meandro e la larghezza del canale varia nel tempo, passando da valori compresi tra 2-3 per i canali giovani fino a raggiungere valori pari a 6,5-11 per i sistemi maturi (Leopold *and* Wolman, 1960). Inoltre anche le dimensioni del canale influenzano la sua sinuosità, oltre alla sua stabilità: canali di grandi dimensioni risulteranno infatti essere meno sinuosi e più stabili di canali di piccole dimensioni, con variazioni a

larga scala in tempi compresi tra le decine e le centinaia di anni (Eisma, 1998; c.f. van Proosdij *and* Baker, 2007).

I meandri possono essere distorti assumendo una geometria spesso indicata come *goose-necking* (Fagherazzi *et al.* 2004; Seminara, 2006). Ciò avviene a causa del fatto che il percorso della massima velocità del flusso non coincide necessariamente con l'asse del canale, caratteristica che implica una non coincidenza tra il picco di erosione e l'apice di curvatura di un meandro. Inoltre la bidirezionalità del flusso sperimentata dai canali tidali risulta essere asimmetrica, e questo comporta che i picchi di erosione relativi alle correnti di *flood* ed *ebb* non siano coincidenti. Questa importante caratteristica è la causa principale della formazione di meandri asimmetrici.

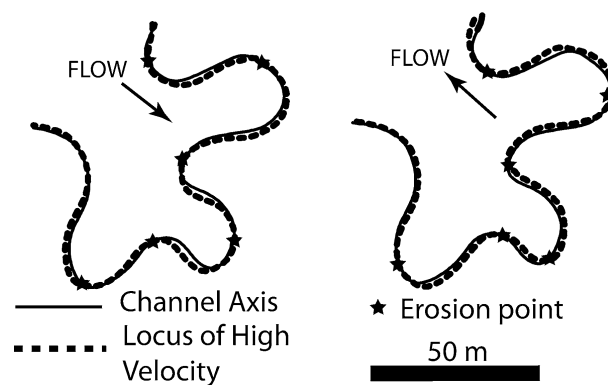


Fig. 1.3 - Evidenzia la disparità tra il percorso del flusso di massima velocità e l'asse centra del canale. Le *stelle* indicano il punto di massima erosione: è facilmente notabile come esso non coincida con il punto di massima curvatura del meandro e sia differente per le correnti di *flood* ed *ebb*. (Modificato da Fagherazzi *et. al.*, 2004)

1.3 Migrazione di un canale tidale

I canali tidali delle *salt marshes* sono altamente stabili, aventi una mobilità laterale di pochi centimetri l'anno in funzione della vegetazione e delle dimensioni del canale stesso (Redfield, 1972; Garofano, 1980; Gabet, 1998;

Hughes, 2012). La rielaborazione dei sedimenti nei canali tidali è significativamente minore rispetto a quella dei sistemi fluviali in comparazione con l'accrezione verticale (Howard, 1996; Hughes, 2012). Questo spiega perché la morfologia dei meandri nei sistemi tidali raramente mostri i tipici depositi di *scroll-bar* (creste asimmetriche parallele al bordo del meandro) osservati nei sistemi fluviali. Nei sistemi tidali, infatti, la significativa aggradazione che caratterizza le aree di tetto barra causa il rapido seppellimento delle morfologie a *scroll*.

La migrazione di un canale avviene a seguito dell'erosione della sponda esterna e della rideposizione dei sedimenti in corrispondenza della sponda interna. Esistono due principali dinamiche di migrazione di un canale, come riportato da Charlton (Charlton, 2007), ovvero l'espansione laterale (1) e la traslazione (2). L'espansione laterale (1) è strettamente legata all'aumento dell'ampiezza dei meandri e alla loro relativa sinuosità. La traslazione (2) invece si genera in presenza di un meandro che migra contro una sponda poco erodibile mantenendo così costante la propria sinuosità. Altra forma più complessa e rara è la migrazione a *double heading* (doppia testata), nella quale il canale tende a piegare in due punti apicali differenti.

La migrazione di un canale è dunque fortemente influenzata da due fattori principali: la presenza di un flusso sufficientemente elevato da erodere la sponda esterna trasportando così il sedimento sulla sponda opposta e la presenza di sedimenti facilmente erodibili. Le barre di canale che si generano da tale processo risultano quindi essere i corpi deposizionali più comuni in tali ambienti.

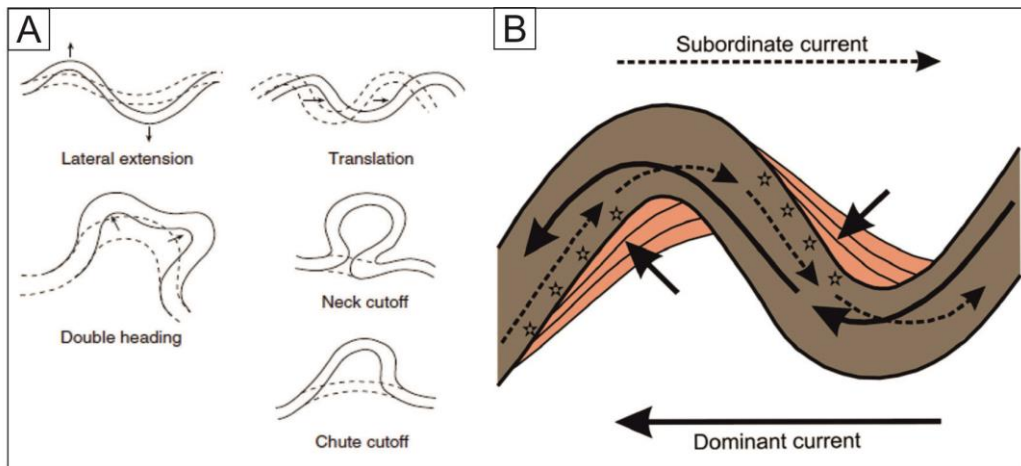


Fig. 1.4 - A: Stili di migrazione di un meandro tidale (Charlton, 2007); B: schema rappresentativo del flusso bidirezionale all'interno di un canale tidale caratterizzato dalla dominanza di una delle due correnti. Si noti come la corrente subordinata risulta essere più forte di quella dominante in corrispondenza della superficie della *pointbar*. Questo spiega la preservazione in tali depositi di strutture aventi direzioni opposte rispetto a quelle rintracciabili nei depositi di *thalweg*.

1.4 *Pointbar* tidali

La bidirezionalità del flusso ha un impatto importante sulla morfologia trasversale di un meandro. Quando un flusso si muove attorno ad una curva, il momento disegna un percorso della massima velocità verso la sponda interna del canale prima di forzarla verso la sponda esterna, dove si avrà erosione. Quando questo flusso si muove verso la sponda esterna si crea un gradiente nella superficie dell'acqua sufficiente a generare una circolazione secondaria in grado di trasportare i sedimenti verso il lato opposto del canale, formando così una *pointbar*. La formazione di tale deposito genera una zona di acqua poco profonda in corrispondenza della sponda interna che favorisce la forzatura del flusso principale verso la sponda opposta incentivando il meccanismo precedentemente descritto (Hughes, 2012). Essendo i flussi di un regime tidale bidirezionali la barra subirà processi di deposizione ed erosione sul lato sopracorrente e sottocorrente del meandro in modo alternato. E' intuibile quindi come l'aspetto di una *pointbar*

tidale risulti essere molto complesso, e possa presentare delle strutture con geometrie discordi rispetto all'orientazione del flusso dominante del canale.

Le *pointbar* tidali tendono a presentare una forma allungata in direzione della corrente tidale dominante ed una base erosiva generata dalla migrazione del *thalweg* del canale adiacente. A causa del fatto che la profondità dell'acqua e la velocità della corrente diminuiscono a partire dal *thalweg* fino a raggiungere la cresta della barra lo spessore dei *set* e la grana dei sedimenti tendono a diminuire dando origine ad un classico trend *fining upward* (Dalrymple and Choi, 2007).

Tra le strutture sedimentarie rintracciabili in una *pointbar* tidale la *Incline Heterolithic Stratification* (HIS) è sicuramente la più comune e rivelante. Questo termine, introdotto per la prima volta da Thomas *et al.* (1987), indica depositi litologicamente eterogenei aventi spessori variabili ed inclinazioni comprese tra 1-36° formati dalla sovrapposizione di differenti *set* composti da un'alternanza di sabbie e strati più sottili di materiale fangoso-siltoso. La formazione di tali depositi è strettamente legata all'alternanza di momenti in cui il flusso della corrente risulta essere molto intenso (fasi di *flood* ed *ebb*) e momenti di stasi legati all'inversione della direzione della corrente che favoriscono il *fallout* del materiale più fine. Con l'aumento dell'influenza tidale si pensa che HIS tenda a divenire più ritmica in natura (Choi *et al.*, 2004; Smith, 1988; Rahmani, 1988; Ainsworth and Walker, 1994).

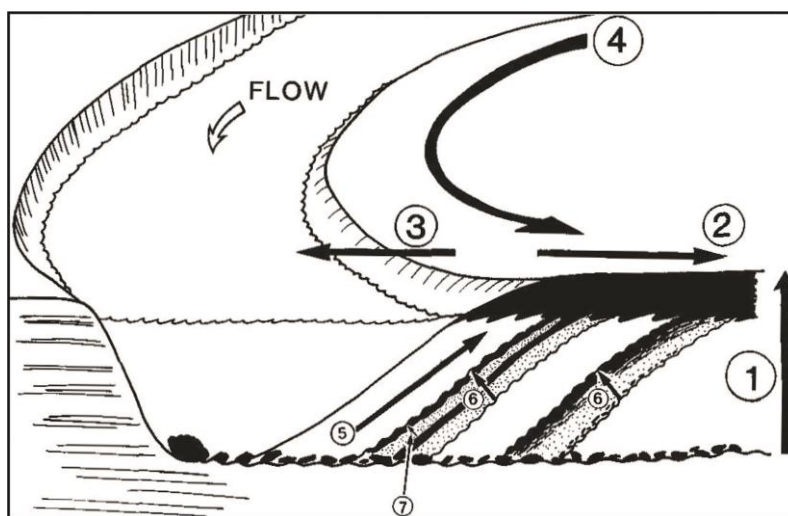


Fig. 1.5 – Schema semplificato di una *pointbar* ideale raffigurante sette diversi

trend *fining upward* (FU) legati a HIS. 1: FU complessivo; 2: *fining* laterale all'interno di una sequenza di *overbank*; 3: *fining* laterale nel canale; 4: *fining* in direzione del flusso; 5: *fining up-dip* con unità singole inclinate; 6: *fining* perpendicolare alla HIS; 7: FU ritmica all'interno dei membri più fini delle unità inclinate. (Thomas *et al.* 1987)

Un modello generale relativo alle facies di una *pointbar* tidale è illustrato in figura 2.6 (Barwis *and* Heyes, 1979). La porzione più profonda del canale è caratterizzata da un *lag* di gusci che ricopre una spessa unità subtidale. Il canale principale può esibire dune e *ripples* generati da una corrente unidirezionale orientata in funzione della marea dominante, legata alla segregazione dei flussi di *flood* ed *ebb* in entrambi i lati della *pointbar*. In un regime maggiormente fangoso le porzioni subtidale e intertidale sono caratterizzate da una stratificazione orizzontale (Person *and* Gingars, 2006; Hughes, 2012). Nella parte mediana della zona intertidale si riscontrano stratificazioni a basso angolo e IHS. La porzione alta della zona intertidale ritorna a esibire una stratificazione orizzontale, caratterizzata da alti livelli di bioturbazione e da tracce di essiccamento (Pearson *and* Gingras, 2006; Hughes, 2012). Le unità appena descritte sono infine sormontate da depositi di barena. Se il contenuto in sabbia di questa zona è sufficiente da generare dune e *ripples*, tali unità presenteranno un'orientazione opposta rispetto a quella del canale principale.

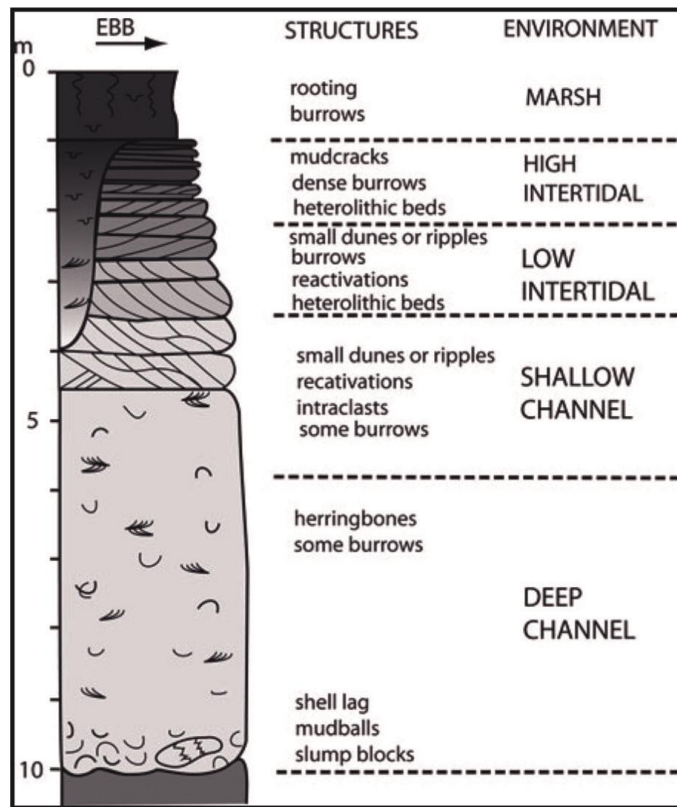


Fig. 1.6 – Modello generale delle facies di una *pointbar* tidale (Barwis and Heyes, 1979).

2. Depositi di *pointbar* tidale: un caso moderno

2.1 Inquadramento geomorfologico

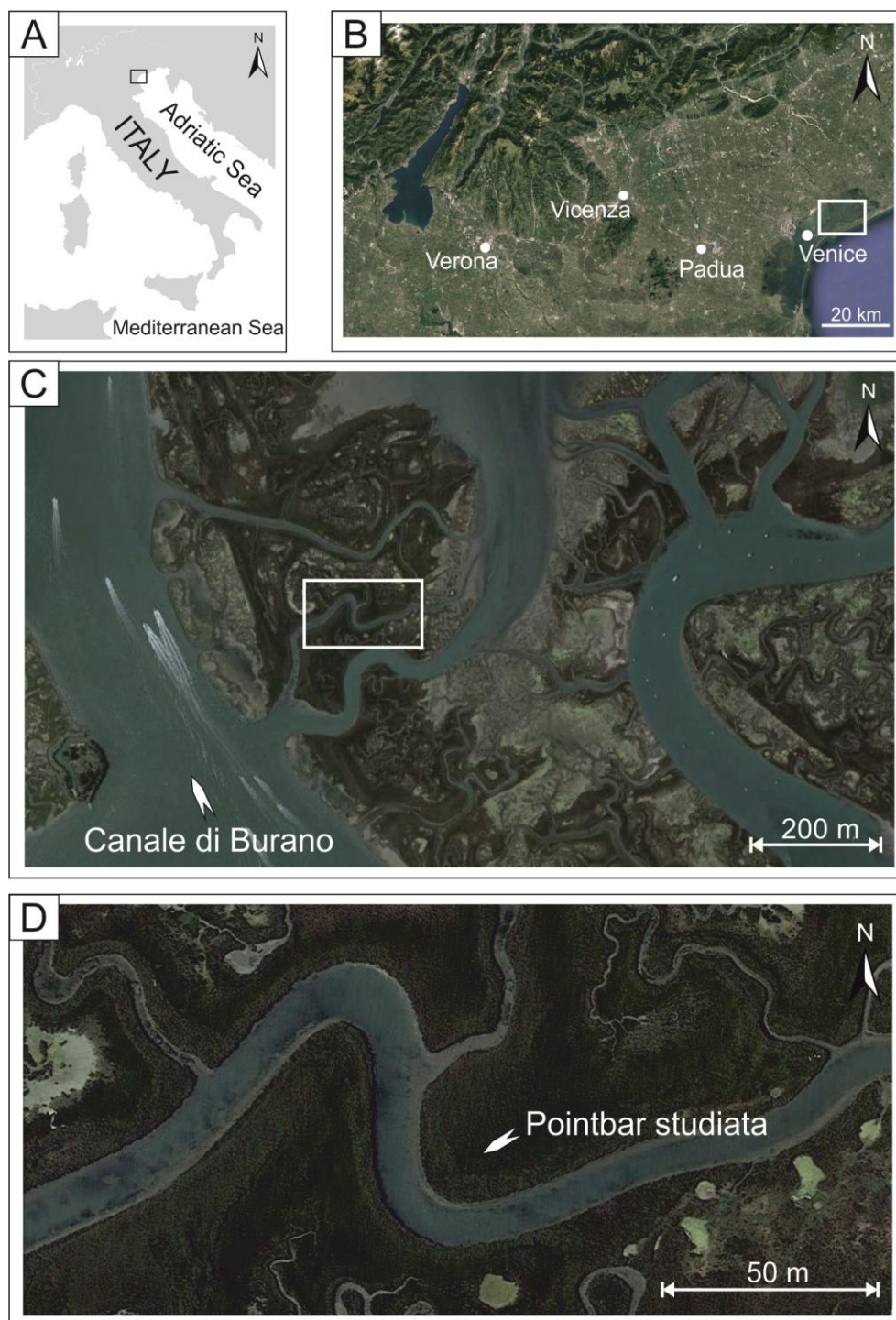


Fig. 2.1 – Inquadramento geomorfologico dell'area analizzata. A: panoramica

della penisola italiana; B: immagine satellitare della Pianura Padana e della Laguna di Venezia (Google Earth); C: particolare della zona di San Felice (Google Earth); D: *pointbar* in studio (Google Earth).

2.1.1 Laguna di Venezia

La Laguna di Venezia è localizzata nella zona settentrionale del Mare Adriatico (Fig. 2.1A) e corrisponde alla porzione costiera della Pianura del Po (Fig. 2.1B). Nonostante ciò la sua origine è imputabile all'apporto sedimentario dei principali fiumi Alpini, che non sono tributari del Fiume Po stesso (Fontana *et al.* 2007). Essa rappresenta il riempimento del bacino di avampaese (*foreland basin*) formatosi a partire dal Tardo Oligocene tra le catene Appenninica e Sud-Alpina (Massari *et al.*, 2009). Tale riempimento è caratterizzato da sedimenti Pleistocenici di origine torbiditica che passano gradualmente a depositi costieri continentali e di mare basso (Massari *et al.*, 2004) formati sotto il controllo di fluttuazioni glacio-eustatiche (Kent *et al.*, 2002). L'abbassamento eustatico di tale periodo ha raggiunto il suo apice durante l'Ultimo Massimo Glaciale (LGM), quando lo sviluppo consistente del megafan del Fiume Brenta ha portato alla formazione di depositi alluvionali nelle zone distali della foce del suddetto fiume (Fontana *et al.*, 2014). La successiva trasgressione Olocenica ha permesso infine la formazione della laguna attuale a partire dal 7500 anni BP (Zecchin *et al.*, 2009).

La Laguna di Venezia consiste in un corpo allungato di lunghezza pari a 50km e larghezza 10km connesso al Mare Adriatico da tre bocche (Lido, Malamocco e Chioggia). Presenta una profondità media di 1-1.5 metri ed è caratterizzata da un'escursione di marea di 1 metro. Il picco di marea astronomica raggiunge i 0.75 metri sul Livello Medio del Mare (MSL) (D'Alpaos *et al.*, 2013).

E' caratterizzata da porzioni di barena collocate all'interno della fascia intertidale, attraversate da una complessa rete di canali tidali in grado di drenare l'afflusso di acqua (Fig. 2.1C). La morfologia di tale network risulta essere in costante

evoluzione ed è stata soggetta a cambiamenti anche significativi nelle ultime decine di anni.

2.1.2 Area in studio

La *pointbar* in esame è situata nell'area di San Felice, porzione settentrionale della Laguna di Venezia (coordinate Google Earth: latitudine 45, 480038° longitudine 12,440419°) (Fig. 2.1C). Il canale ad essa associato è un tributario del Canale di Burano (Fig. 2.1C), ed è caratterizzato da una larghezza che varia tra i 10 e i 14 metri, ed una profondità massima di circa 1,8 metri. Come evidenziato dalla figura 2.1D il meandro che racchiude tale barra ha un raggio di curvatura di 28 metri circa ed un asse mediano orientato NNE-SSW. Nel lato rivolto verso terra del meandro il canale si sviluppa in modo tendenzialmente rettilineo, mentre nel lato verso mare disegna un secondo *bend* racchiudente una *pointbar*. Questo sito è stato selezionato per la marcata simmetria del meandro che lo rende così un ottimo candidato per raffigurare il caso “classico” di *pointbar* tidale.

2.2 Metodi

2.2.1 Telerilevamento e georeferenziazione

La morfologia attuale della barra ed i suoi cambiamenti nel tempo sono stati ricostruiti attraverso l'analisi di fotografie aeree storiche della zona in considerazione. Tali fotografie sono state georeferenziate grazie all'utilizzo del software ArcGis 10 (Esri) e perfettamente sovrimposte alle immagini attuali (Google Earth) per valutare la migrazione e l'espansione laterale della barra e conseguentemente del canale. La georeferenziazione ha sfruttato i pochi punti fissi rintracciabili all'interno di un'area dall'alta dinamicità quali strutture antropiche come edifici e strade, e tracce di canali abbandonati.

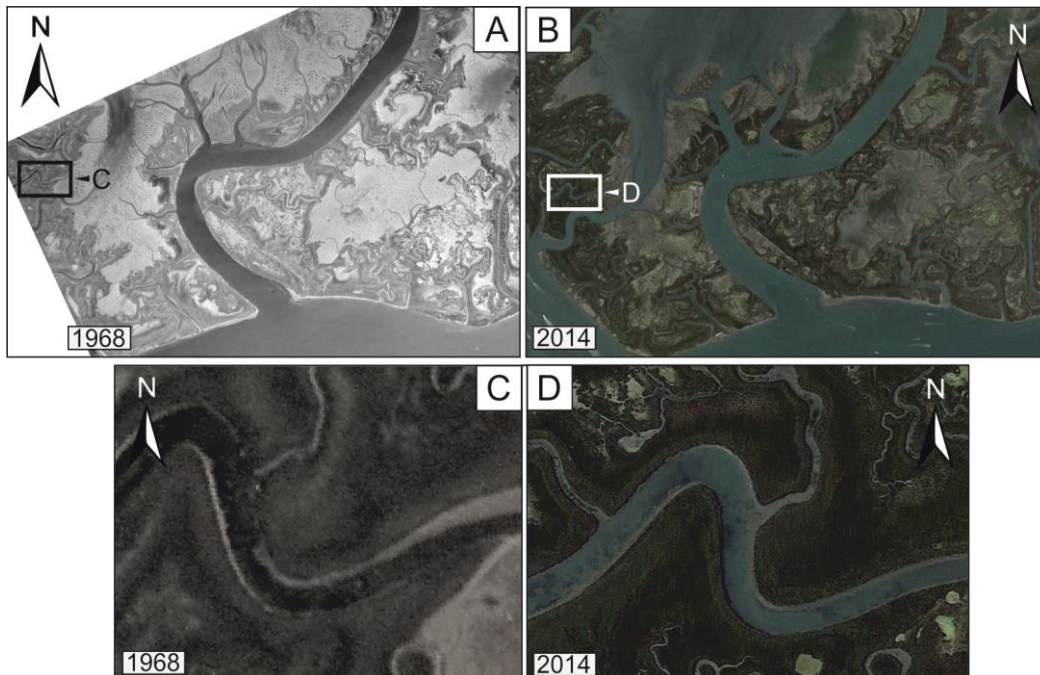


Fig. 2.2 – Confronto tra le fotografie del 1968 e quelle attuali (2014, Google Earth) utilizzate per studiare le variazioni morfologiche nel tempo della barra in esame. A: area di San Felice nel 1968 (nel riquadro è localizzata la fotografia C); B: area di San Felice al giorno d’oggi (nel riquadro è localizzata la fotografia D); C: morfologia della barra studiata nel 1968; D: morfologia della barra studiata al giorno d’oggi.

2.2.2 Misure di velocità del flusso (ADCP)

La velocità del flusso delle correnti di *flood* ed *ebb* attive nel canale in studio sono state ricavate attraverso l’utilizzo del *profilatore di corrente ad ultrasuoni* (ADCP), una tecnica basata sull’effetto Doppler. L’effetto Doppler sfrutta l’apparente variazione di frequenza di un’onda percepita da un bersaglio in moto relativo rispetto alla sorgente. L’ADCP utilizza un’antenna che funge da sorgente e ricevitore al tempo stesso, emettendo un’onda ad una frequenza nota f_s e lunghezza d’onda λ_s in direzione di un bersaglio in movimento che percepirà la suddetta onda con una frequenza f_p tale che:

$$f_P = f_S \left(1 + \frac{V_P}{C} \right) \quad (C = \text{celerità di propagazione})$$

Il bersaglio sarà rappresentato da una generica particella trasportata in sospensione dal flusso ed in movimento con esso ad una certa velocità V_P . La particella investita dall'onda incidente fungerà da nuova sorgente, riflettendo parte del segnale verso lo strumento. L'antenna assumerà così il ruolo di ricevitore, percependo l'onda in ingresso con una frequenza f_R tale che:

$$f_R \approx f_P \left(1 + \frac{V_P}{C} \right) = f_S \left(1 + \frac{V_P}{C} \right)^2$$

La differenza tra la frequenza del segnale emesso (f_S) e la frequenza del segnale ricevuto (f_R) prende il nome di frequenza Doppler (f_D), e può essere utilizzata per risalire alla velocità della particella e, di conseguenza, del flusso entro il quale essa è immersa.

In particolare questa tecnica sfrutta quattro raggi emessi con inclinazioni differenti, tre dei quali sensibili alle tre componenti del vettore velocità nelle tre direzioni spaziali, ed il quarto chiamato "ridondanza" in grado di fornire ulteriori informazioni che permettono il calcolo dell'errore effettuato sulla misura di velocità. Essendo l'emittente ed il ricevitore dell'onda coincidenti tale strumento è in grado di misurare in modo diretto solamente la componente della velocità nella direzione della congiungente tra la particella investita e l'antenna. La misura della reale componente della velocità in una determinata direzione dello spazio viene effettuata in modo indiretto attraverso i valori di velocità ottenuti per due particelle differenti ed il valore noto di inclinazione del raggio emesso (vedi Fig. 2.3).

Le misure di velocità del flusso sono state effettuate lungo i cinque transetti perpendicolari al canale dai quali sono state estratte le carote sedimentarie per l'analisi di facies (vedi Fig. 2.4)

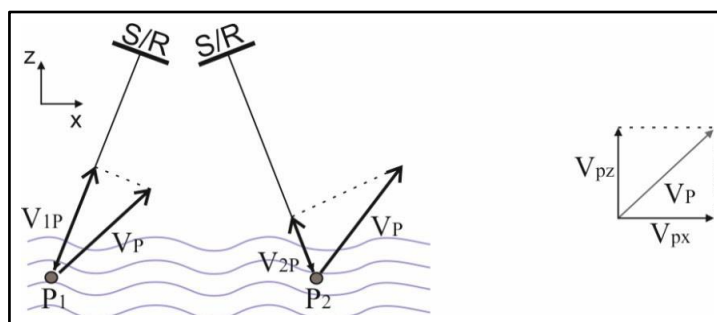


Fig. 2.3 – Rappresentazione dell’acquisizione della velocità per due particelle distinte (p_1 e p_2). Si noti come lo strumento percepisca solamente la componente della velocità V_p nella direzione della congiungente tra particella e antenna (V_{1p}). Per conoscere il reale valore del vettore velocità V_p (cioè per conoscere le componenti V_{pz} e V_{px}) è necessario confrontare le misure di velocità ottenute per due particelle (V_{1p} e V_{2p}).

2.2.3 Prelievo e analisi delle carote

Sono state raccolte 48 carote, 29 delle quali di lunghezza pari a 2 metri (risultato della somma di due carote di 1 metro effettuate nello stesso foro) e 19 carote di 1 metro, attraverso l’utilizzo di un carotatore a mano. Le carote sono state estratte lungo 5 transetti disposti perpendicolarmente al canale di cui 1 e 2 sul lato esposto verso mare, 4 e 5 sul lato verso terra e 3 in corrispondenza dell’apice della barra (punto di massima curvatura del meandro) (vedi Fig. 2.4). Per ogni transetto sono state estratte un numero variabile tra 9 e 10 carote con un passo di campionamento di 1,5 metri a partire da 4,5 metri all’interno della barena (la carota numero 4 di ogni transetto è situata sul bordo del canale).

La posizione di ogni carota è stata successivamente identificata attraverso la georeferenziazione per mezzo del software Arc Gis 10 (Esri). Le carote sono state riposte all’interno di tubi in PVC ed avvolte da pellicola trasparente in modo da aumentarne la preservazione e sono state lasciate riposare un tempo sufficiente a diminuire il grado di umidità. Successivamente sono state tagliate, fotografate ed analizzate, prestando particolare attenzione alla granulometria, eventuali trend granulometrici verticali e grado di ossidazione, oltre alla presenza di gusci, detriti

vegetali, strutture sedimentarie (laminazioni), tracce di bioturbazione e clasti intraformazionali (*mudclast*). Tale analisi, unita a misure di spessore dei vari strati, ha permesso la compilazione di log stratigrafici.

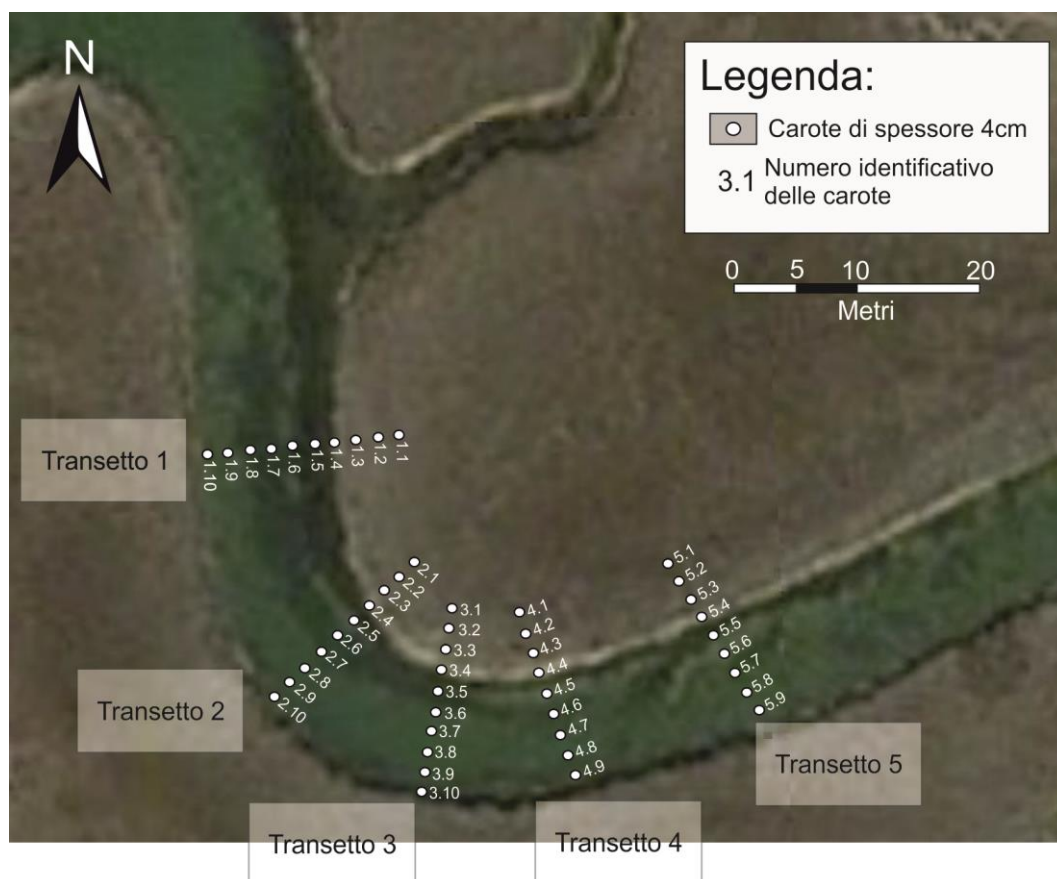


Fig. 2.4 – Posizione delle carote lungo i cinque transetti.

I log stratigrafici sono stati rappresentati graficamente mediante l'uso del software Corel Draw X10. Affiancando i log lungo uno stesso transetto è stato possibile tracciare linee di correlazione che hanno messo in evidenza la distribuzione spaziale delle diverse facies sedimentarie.

2.2.4 Analisi granulometriche

Sono state effettuate analisi granulometriche sulle carote 2.5, 3.5 e 4.5 attraverso il prelievo di campioni di circa 0,5cm³ di sedimento ogni 3 centimetri a partire dal *lag* basale fino al tetto della carota stessa. Tali campioni sono stati diluiti in acqua deionizzata in modo da ottenere una sospensione del materiale disperso, e successivamente analizzati attraverso l'utilizzo di un Mastersizer 2000 (Versione 5.40, MALVERINE INSTRUMENTS). Tale strumento sfrutta la diffrazione di un raggio laser causata dalle particelle all'interno del fluido in circolo. L'elaborazione del pattern di diffrazione permette di calcolare la granulometria dei campioni in termini di distribuzione di D₁₀, D₅₀ e D₉₀, (rappresentati il diametro per cui il 10%, 50% e 90% del materiale in esame ha dimensioni inferiori a tale valore).

2.3 Risultati

2.3.1 Analisi delle fotografie aeree

La sovrapposizione tra la fotografia storica dell'anno 1968 e una fotografia attuale (tratta da Google Earth) per mezzo del software Arc Gis 10.2 (Esri) ha permesso di tracciare i limiti del canale nei due rispettivi anni favorendo così il confronto diretto tra la situazione morfologica presente e quella passata (Fig. 2.5A). In particolare è stato possibile osservare come il canale nel corso del tempo abbia aumentato di circa 2 metri la sua larghezza (da 8 a 10 metri) ed incrementato la sinuosità del meandro fino a raggiungere un raggio di curvatura di 28 metri. Inoltre si nota una migrazione di entrambe le sponde del canale in direzione SSW. La migrazione della sponda interna è stata stimata essere compresa tra i 2 e i 2,5 metri, mentre quella della sponda esterna tra i 3,5 e i 4 metri. Il tasso di migrazione risultante è quindi lievemente inferiore ai 10 centimetri annui.

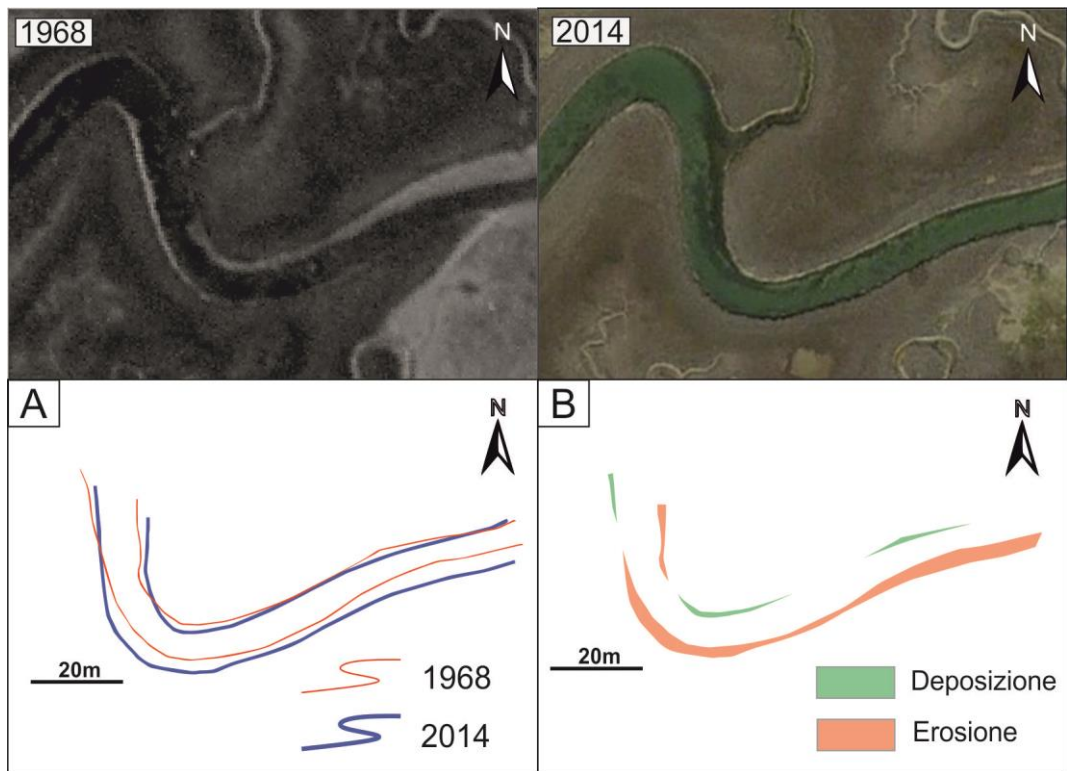
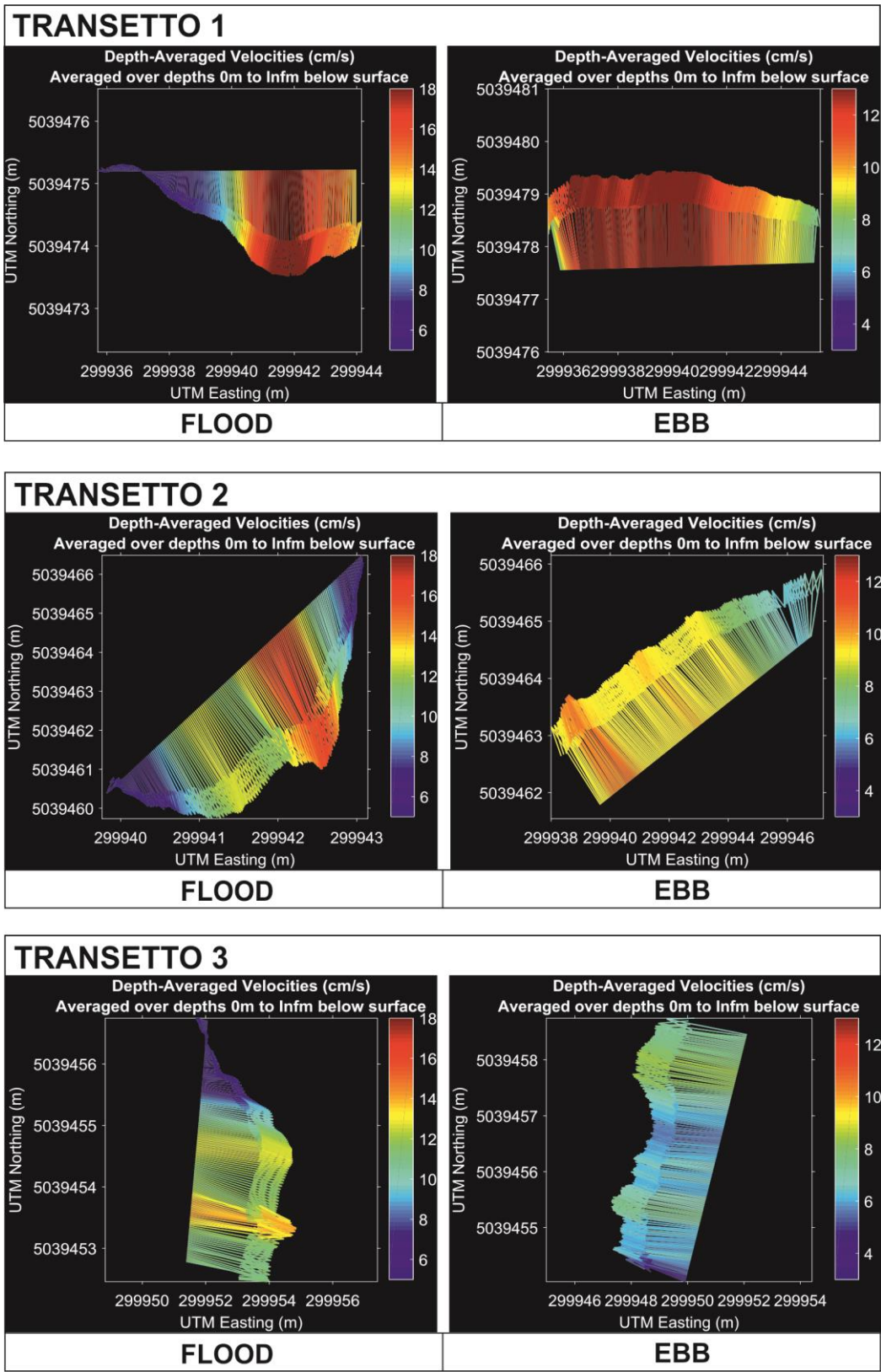


Fig. 2.5 - Confronto tra la fotografia aerea del 1968 e un'immagine attuale tratta da Google Earth. A: Tracce delle sponde del canale nei rispettivi anni; B: rappresentazione delle aree di erosione e deposizione dal 1968 ad oggi dovute alla migrazione del canale.

2.3.2 ACDP



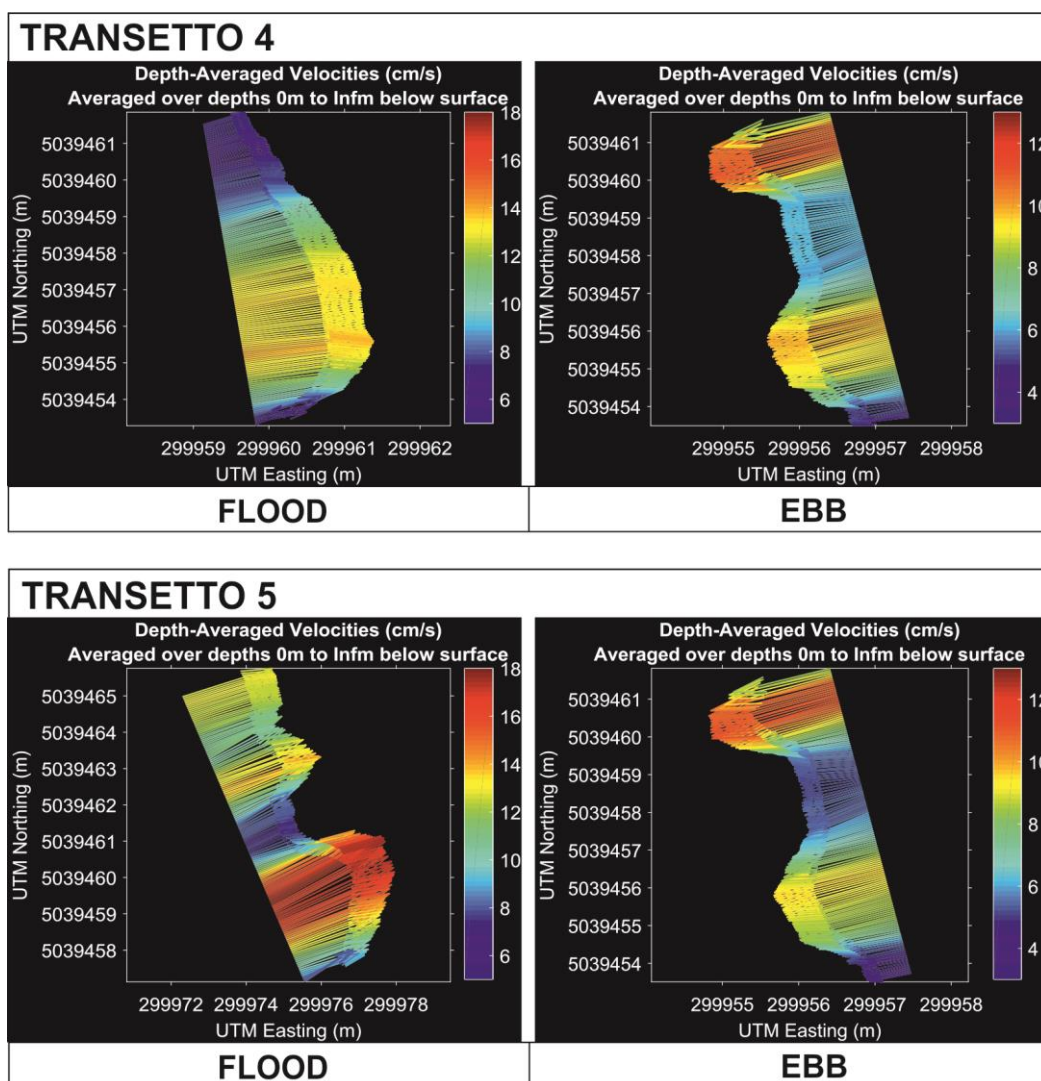


Fig. 2.6 – Rappresentazione in pianta della distribuzione delle velocità di flusso durante le fasi *flood* ed *ebb* lungo i cinque transetti di Fig. 2.4.

Le misure di velocità di flusso effettuate lungo le cinque sezioni perpendicolari al canale riportate in figura 2.4 hanno permesso di confrontare le traiettorie di massima velocità durante le correnti di *flood* ed *ebb*. In particolare è stato possibile riscontrare come il picco di velocità durante la corrente di *flood* si posizioni sulla sponda interna del canale nel lato rivolto verso mare, mentre nel lato verso terra tende a spostarsi sulla sponda esterna. Al contrario, durante la corrente di *ebb* la massima velocità risulta essere concentrata sulla sponda interna

nel lato verso terra, e successivamente sulla sponda esterna nel lato verso mare. Si può inoltre notare come durante entrambe le correnti si abbia la formazione di una zona d'ombra caratterizzata da valori minimi di velocità in corrispondenza dell'apice della barra (Transetti 2, 3 e 4).

Le traiettorie appena descritte sono comparabili con i tipici flussi elicoidali che caratterizzano il *bend* di un meandro (vedi paragrafo 0.4) e risultano essere speculari tra loro durante le due fasi di marea, con una distribuzione dei flussi consistente con la presenza di *mutually evasive current* (Fagherazzi et al., 2004).

I valori minimi di velocità al centro del canale in corrispondenza dei transetti 4 e 5 sono probabilmente legati alla presenza di vegetazione sul fondo che provoca la separazione del flusso.

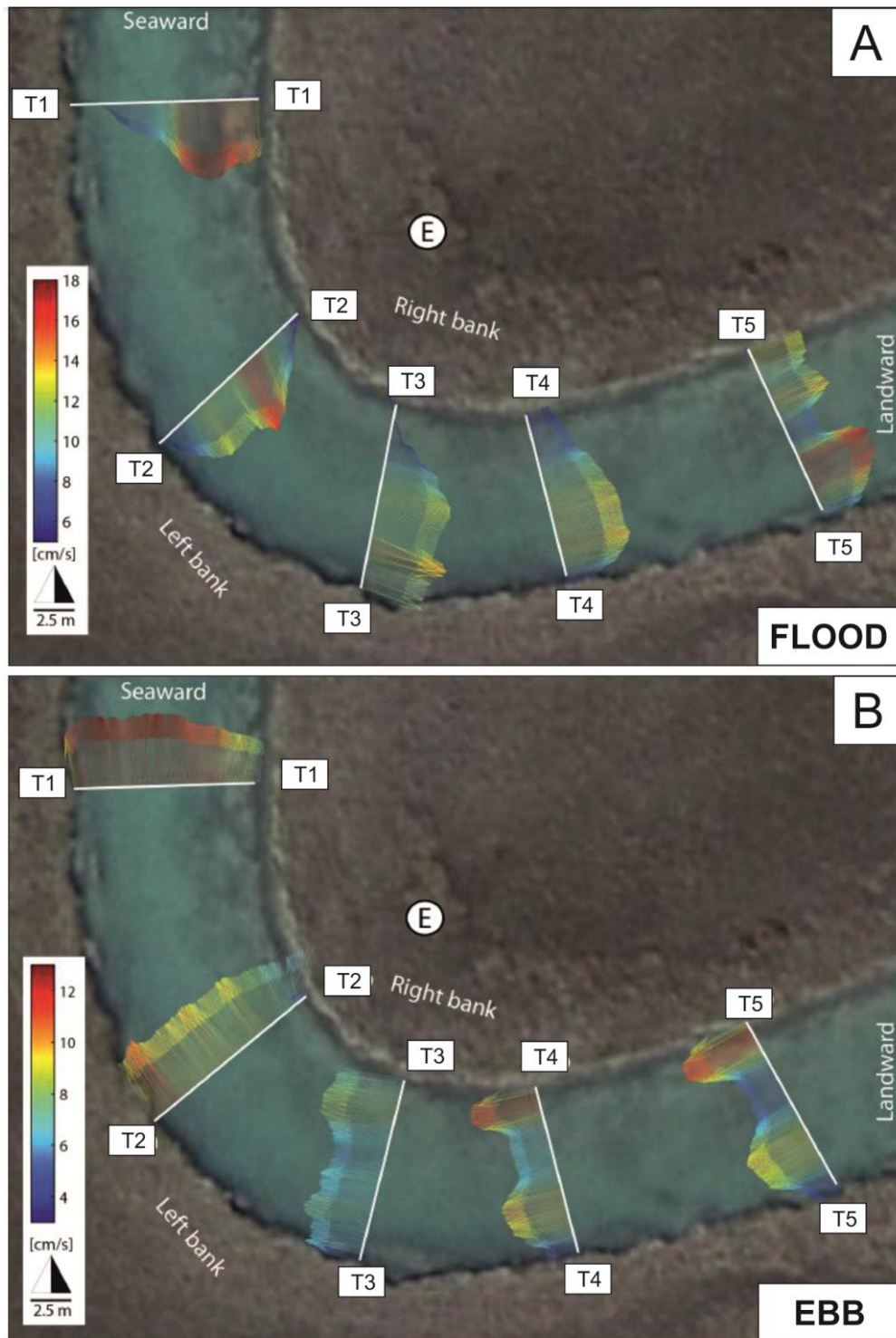


Fig. 2.7 – Collocazione spaziale delle misure ADCP per le correnti di *flood* (A) ed *ebb* (B) che permettono di intuire la distribuzione dei flussi durante le due distinte fasi di marea.

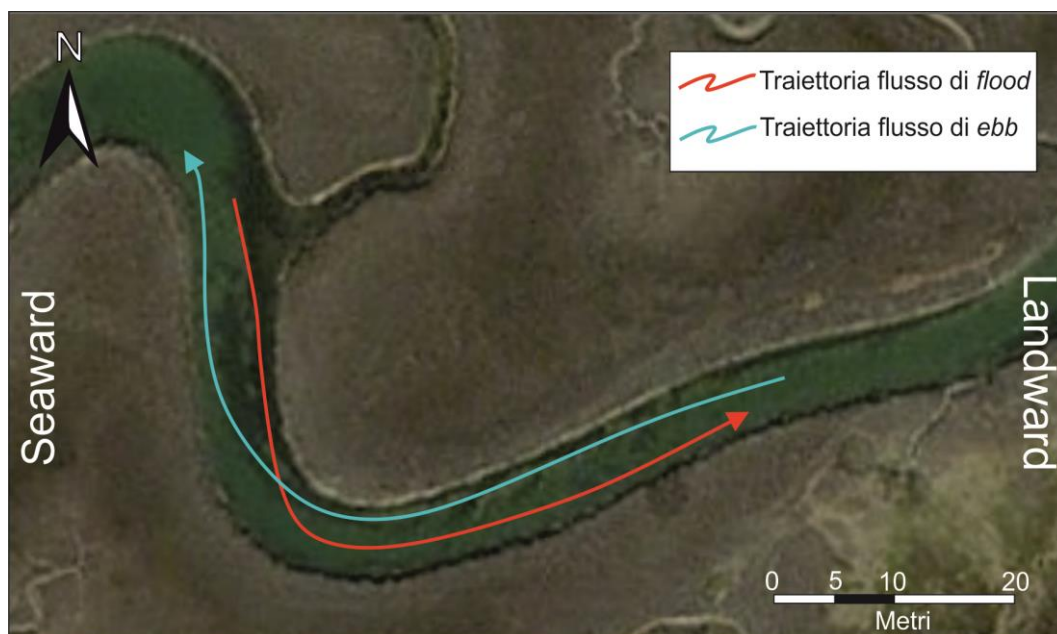


Fig. 2.8 – Traiettorie dei flussi di *flood* ed *ebb* tracciate in funzione delle misure di ADCP della Fig. 2.7.

2.3.3 Carote sedimentarie

L'analisi di dettaglio delle carote sedimentarie ha permesso di evidenziare le seguenti facies:

i. Depositi di barena

Descrizione:

Sono composti da sedimenti siltoso-fangosi presentanti una spessa patina di ossidazione ricchi di resti vegetali e radici in situ (Fig. 2.9A). Presentano spessori massimi di 60 centimetri nella porzione della barra più lontana dal canale e minimi di 25 centimetri in corrispondenza delle sponde. Sono presenti solamente nelle carote 1, 2, 3 e 4 di ogni transetto, mentre scompaiono nelle carote campionate all'interno del canale. Raramente può essere riscontrata la presenza di sottili lamine di sabbia fine ben cernita e priva di matrice fangosa.

Interpretazione:

Questa facies rappresenta il tipico deposito legato alle porzioni superficiali dell'ambiente intertidale di una laguna. Si tratta di depositi esposti alle condizioni subaeree, che giustificano il marcato colore rossastro legato all'intensa ossidazione oltre alla presenza di materiale fine che non può essere asportato dal flusso delle correnti. I resti vegetali e le radici in situ sono legate all'abbondante presenza di piante alofite che colonizzano tali ambienti. La presenza di sottili lamine di sabbia è dovuta a saltuari eventi di tempesta che provocano l'immersione totale della barena con conseguente risciacquo dei sedimenti da parte delle onde e allontanamento del materiale fine.

ii. Depositi di barra:

Descrizione:

Sono riscontrabili in tutte le carote analizzate, nonostante passino da spessori considerevoli (fino a 2 metri) nelle porzioni interne della barra a spessori decisamente inferiori (anche pochi centimetri) nelle carote estratte in corrispondenza del canale. La granulometria varia da fango-silt (predominanti) a sabbia fine secondo chiari intervalli evidenzianti trend verticali *coarsening upward* (CU) e *fining upward* (FU). In particolare i trend FU risultano caratterizzare la porzione basale della barra a partire dal *lag* basale fino a circa 60 centimetri da esso, mentre i trend CU sono invece localizzati a tetto barra e raggiungono spessori di 30-40 centimetri. E' stato osservato come i trend CU siano meglio espressi nelle carote 4 e 5 di ogni transetto (rispettivamente l'ultima carota situata nella barena e la prima all'interno del canale).

Sono depositi caratterizzati dalla presenza di gusci e frammenti di gusci di molluschi salmastri, oltre a detrito vegetale spesso organizzato in chiare lamine aventi inclinazione ricorrente di circa 25-30° (Fig. 2.9B ed E). Altre lamine sabbiose aventi inclinazione comparabile con le precedenti sono state riscontrate a

diverse altezze all'interno di tali depositi, anche se maggiormente concentrate verso il tetto della barra (Fig.2.9 C).

Interpretazione

Tali depositi rappresentano il corpo della barra, composti da strati inclinati immergenti verso il *thalweg* del canale e spesso caratterizzati dalla presenza di strutture sedimentarie. L'esistenza di trend verticali CU ed FU è strettamente legata alla variazione di velocità nella corrente responsabile del trasporto del sedimento. Depositati a granulometria fangoso-siltosa sono associati a velocità di flusso basse, mentre alte velocità causano valori maggiori di *shear stress* al fondo con conseguente mobilitazione di granulometrie maggiori (sabbie).

iii. Depositati di *channel lag*:

Descrizione:

Si trovano nella quasi totalità delle carote analizzate ad una profondità all'incirca di 1,8 metri dal tetto della barra. Sono composti da strati di sabbia fine ben cernita di spessori variabili tra i 5 e i 25 centimetri caratterizzati dall'abbondante presenza di frammenti di gusci e resti vegetali (Fig. 2.9F, H ed I), oltre a *mudclast* di dimensioni centimetriche (Fig. 2.9D ed I).

Interpretazione:

Rappresentano la base del canale (*thalweg*), sulla quale si ha la deposizione del materiale più grossolano a causa dell'alta energia dell'ambiente. La presenza di *mudclast* è imputabile all'erosione saltuaria delle sponde fangose del canale da parte di correnti particolarmente intense. Le persistenti condizioni di *bypass* unite alla presenza di bioturbazione giustificano la mancanza fango e strutture sedimentarie.

iv. Depositi di substrato:

Descrizione:

Sono riscontrabili principalmente nelle carote estratte dall'interno del canale al di sotto dei depositi di *channel lag*. Sono caratterizzati da una regolare alternanza di strati di fango massivo di colore scuro povero di gusci e strati simili in cui la presenza di gusci di gasteropodi è abbondante. La stratificazione prevalente è sub-orizzontale. Nella porzione più profonda è presente uno strato di sabbia media ben sortita (Fig. 2.9G).

Interpretazione:

Rappresentano i sedimenti preesistenti sui quali si sono impostati il canale e la *pointbar* tidale in esame. Il colore scuro indica abbondante presenza di materia organica e suggerisce una sedimentazione subtidale per tali depositi. L'alternanza di strati più e meno ricchi di gasteropodi può essere legata a diversi tassi di sedimentazione in grado di favorire o inibire la vita dei suddetti organismi.

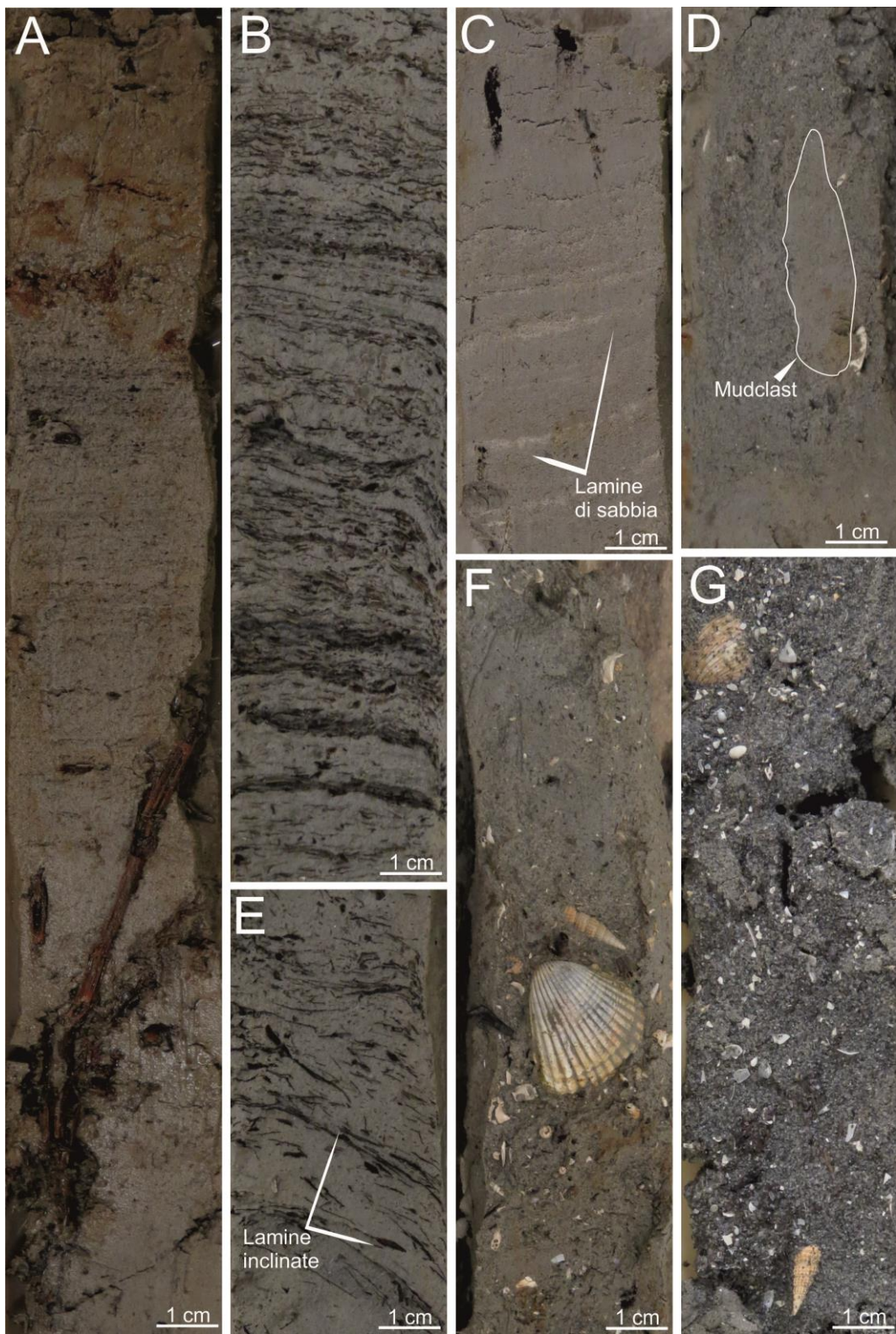




Fig. 2.9 – A: facies di barena con presenza di ossidazione nella parte sommitale e radici in situ; B: facies di *pointbar* caratterizzata da lamine evidenziate dal detrito vegetale; C: facies di *pointbar* caratterizzata da lamine di sabbia; D: facies di *lag* con presenza di *mudclast*; E: lamine di detrito vegetale avente inclinazione di 25° circa; F: facies di *lag* caratterizzata da gusci centimetrici e frammenti di gusci; G: facies di substrato composta da sabbia grossolana ben sortita di colore scuro; H: nella parte alta dell'immagine si evidenzia la transizione da facies di *pointbar* caratterizzata da scarsità di gusci e granulometrie fini a facies di *lag* avente materiale più grossolano e gusci abbondanti (si noti il contatto inclinato). Nella parte bassa dell'immagine è invece presente la transizione da depositi di *lag* a quelli di substrato caratterizzati dall'assenza di gusci (si noti il contatto sub-orizzontale che rappresenta la base del canale); I: facies di *lag* avente gusci centimetrici e *mudclast* con diametro superiore ai 3 centimetri (evidenziati dal perimetro bianco).

2.3.4 Architettura e distribuzione granulometrica dei sedimenti

La disposizione dei log sedimentologici delle carote lungo i cinque transetti ha permesso di tracciare linee di correlazione in grado di mettere in evidenza la geometria architettonica della barra.

L'architettura della *pointbar* in esame è influenzata da chiare variazioni verticali di granulometria. L'andamento degli strati costituenti il corpo di barra segue il classico schema deposizionale caratterizzato da inclinazioni comprese tra i 20 e i 30 gradi in direzione del fondo del canale (*thalweg*). Attraverso un'analisi più dettagliata dei trend verticali di variazione granulometrica è però possibile discriminare l'esistenza di due unità distinte componenti la *pointbar* in esame.

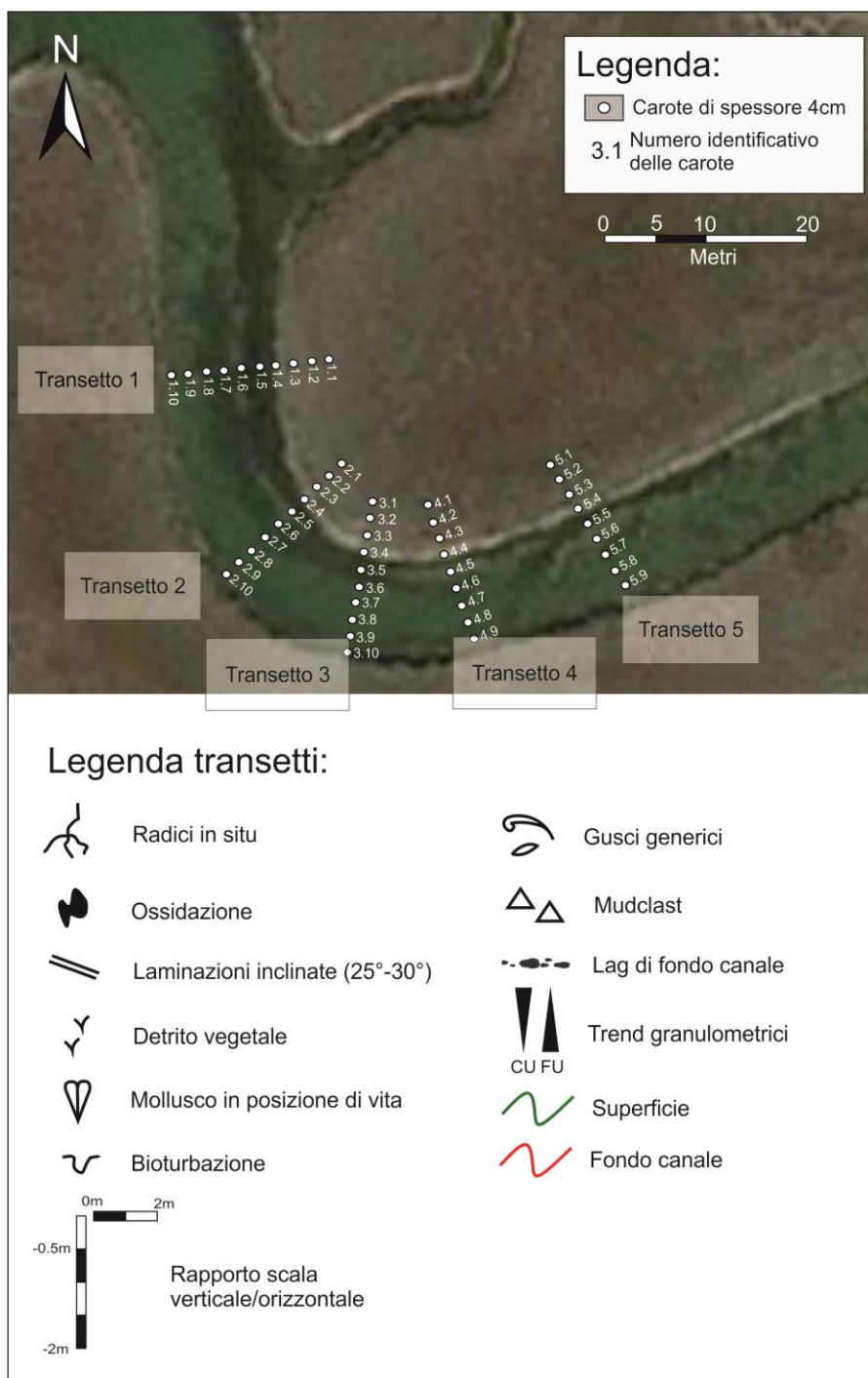
La prima unità è situata nella totalità dello spessore della barra nella sua porzione più interna ed alla base della stessa in corrispondenza del bordo del canale. Tale unità è caratterizzata da un trend verticale *fining upward* legato al passaggio dai depositi grossolani di *channel lag* ai sedimenti più fini del corpo di barra e presenta uno spessore variabile tra i 2 metri nelle porzioni centrali e i 60 centimetri nelle porzioni prossime al canale. La sua estensione ricopre la totalità della *pointbar* (è ben evidente in tutti e cinque i transetti).

La seconda unità è invece situata in prossimità del tetto barra ed è caratterizzata da un trend verticale *coarsening upward*. In particolare dalla figura 2.10 è possibile osservare l'esistenza di un intervallo *coarsening upward* principale presente lungo tutta l'estensione della barra in prossimità della sponda del canale, oltre ad alcuni intervalli minori (transetto 1, 4 e 5). Il transetto 5 ha messo in evidenza una maggiore variabilità a causa della presenza di due intervalli *coarsening upward* consecutivi.

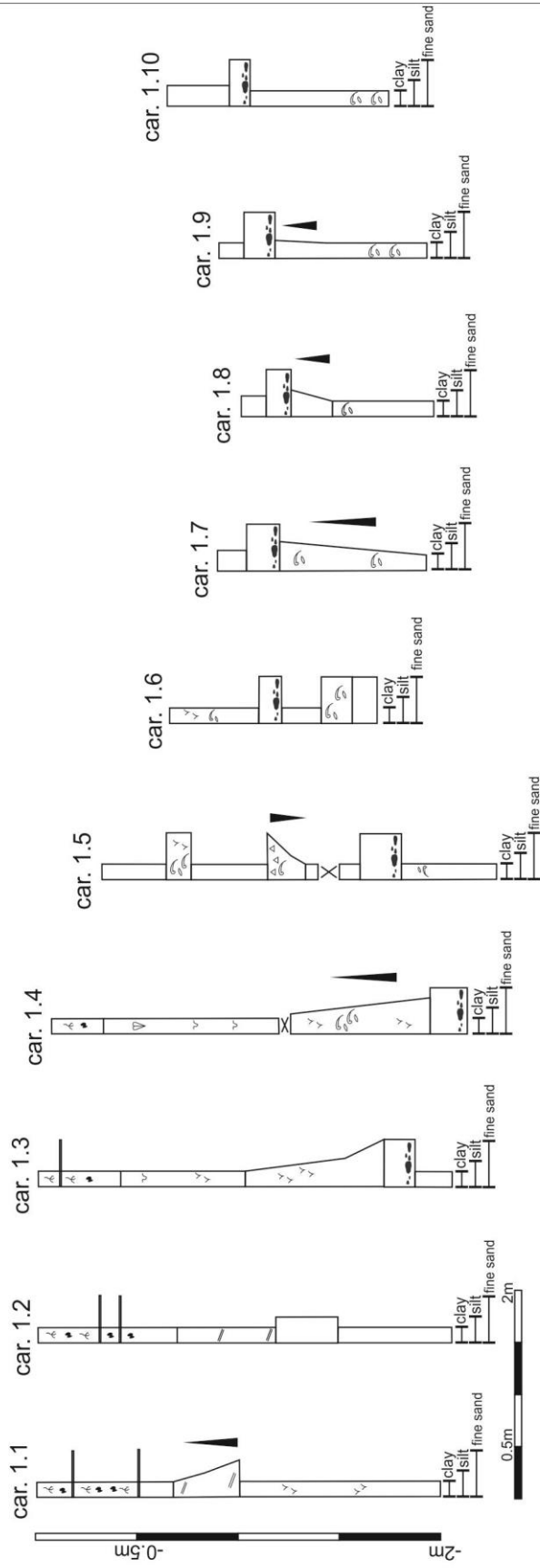
Tale unità *coarsening* è quindi principalmente circoscritta alla porzione di barra situata in prossimità del bordo del canale (carote 4 e 5 di ogni transetto) e raggiunge spessori compresi tra i 30 e i 40 centimetri.

Infine è possibile osservare una migrazione verso l'alto del contatto tra i depositi di barra ed i sovrastanti sedimenti rappresentanti la barena.

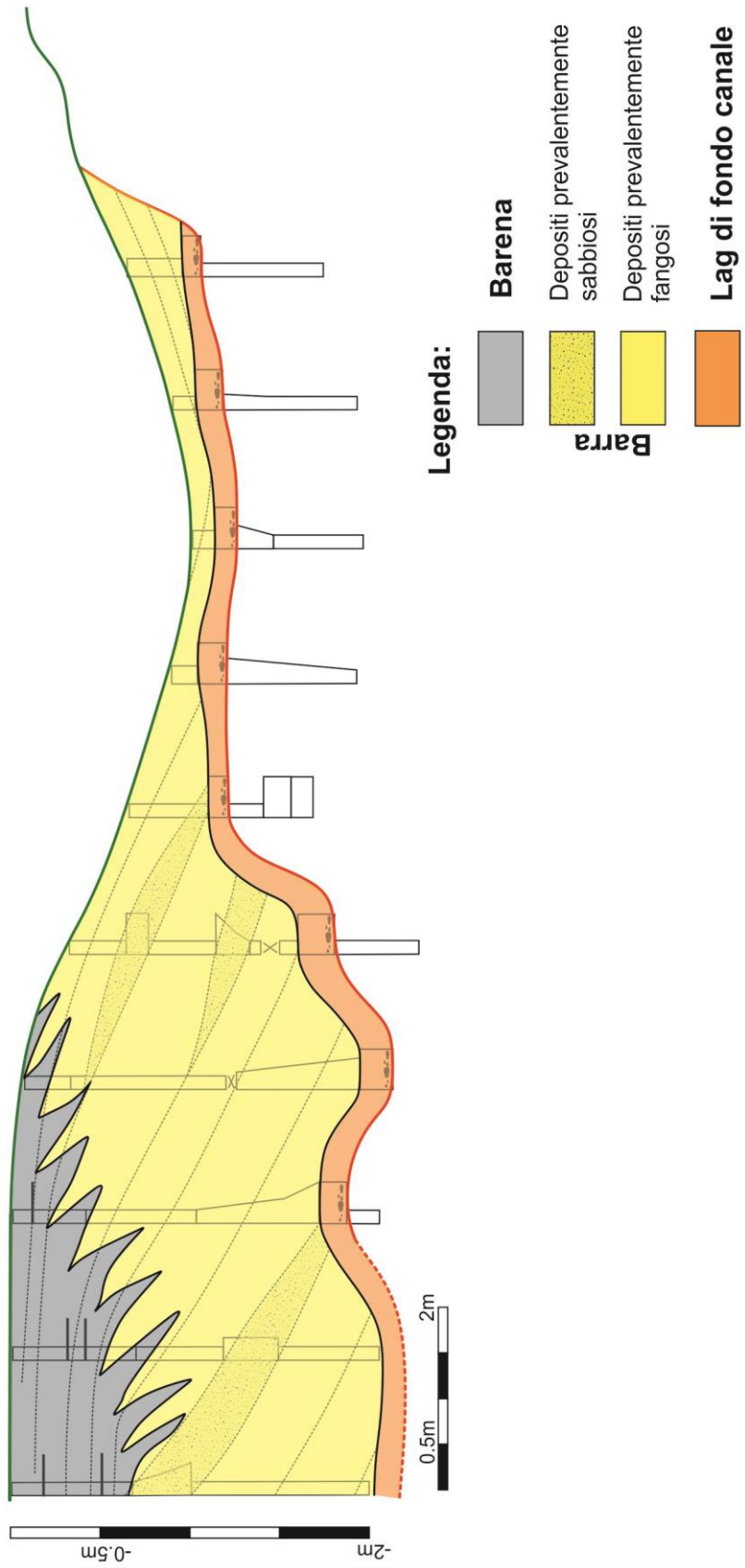
Fig. 2.10 – Di seguito: mappa di posizionamento delle carote e legenda dei transetti; rappresentazione dei log sedimentologici delle carote e relative correlazioni. La scala verticale dei transetti è stata raddoppiata per accentuare e geometrie proprie della *pointbar*.



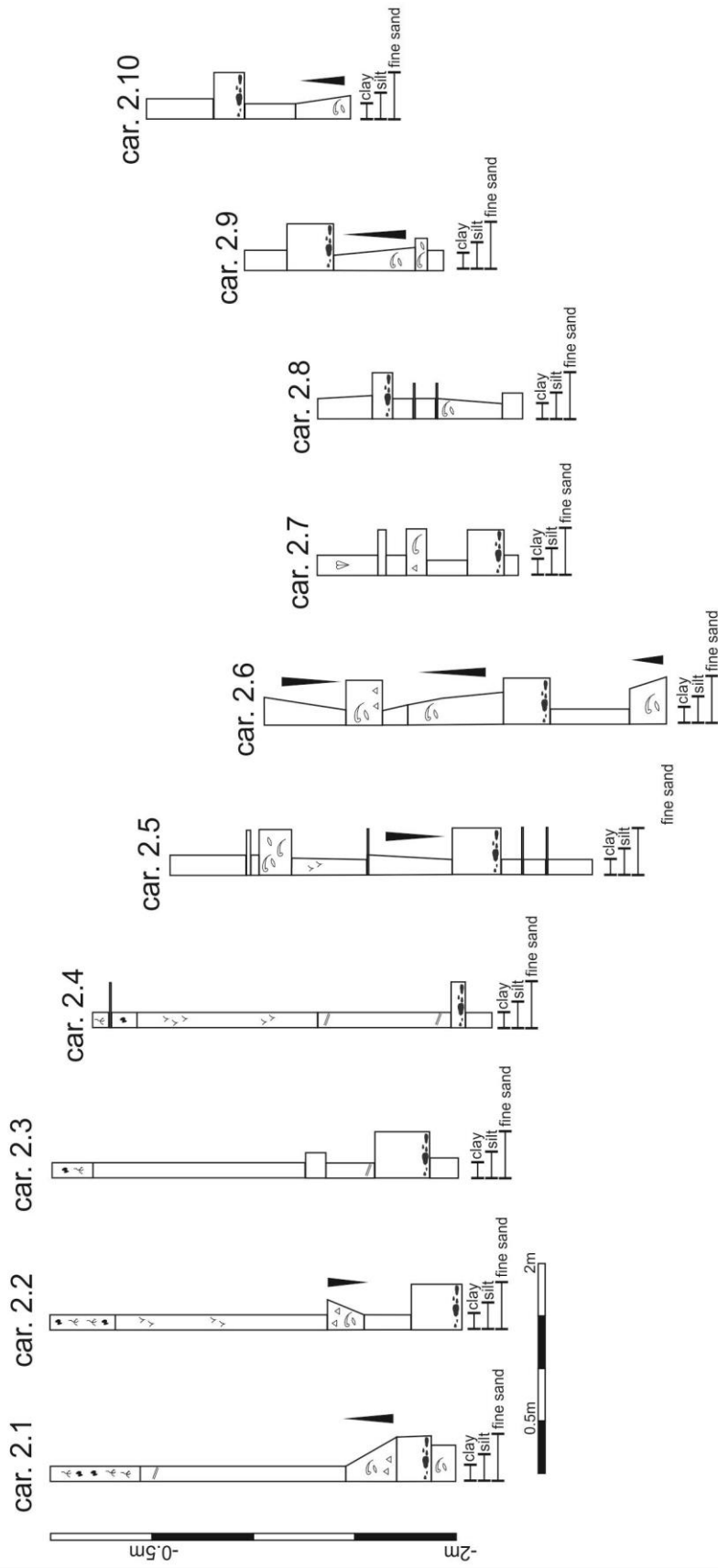
TRANSETTO 1



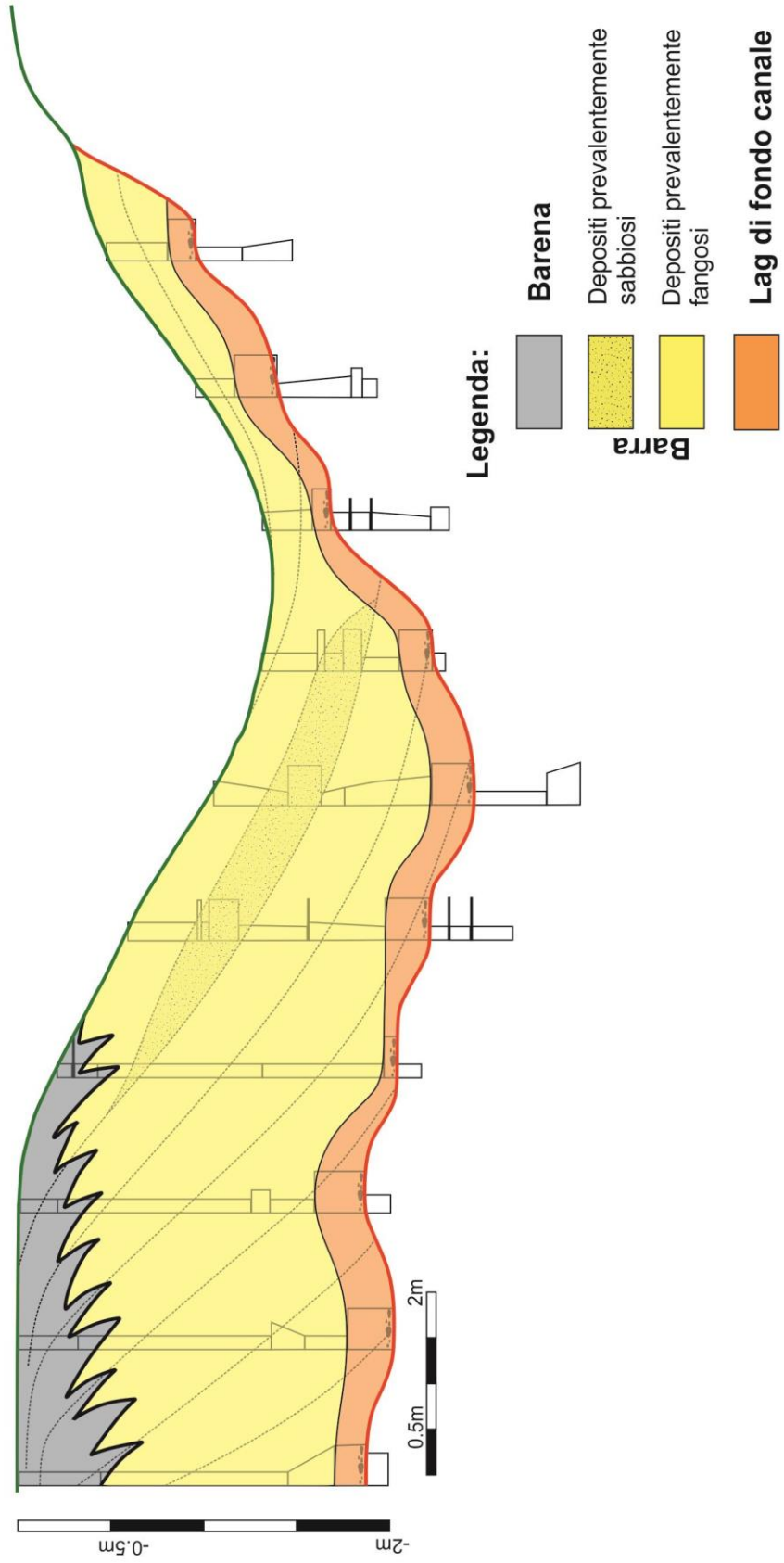
TRANSETTO 1



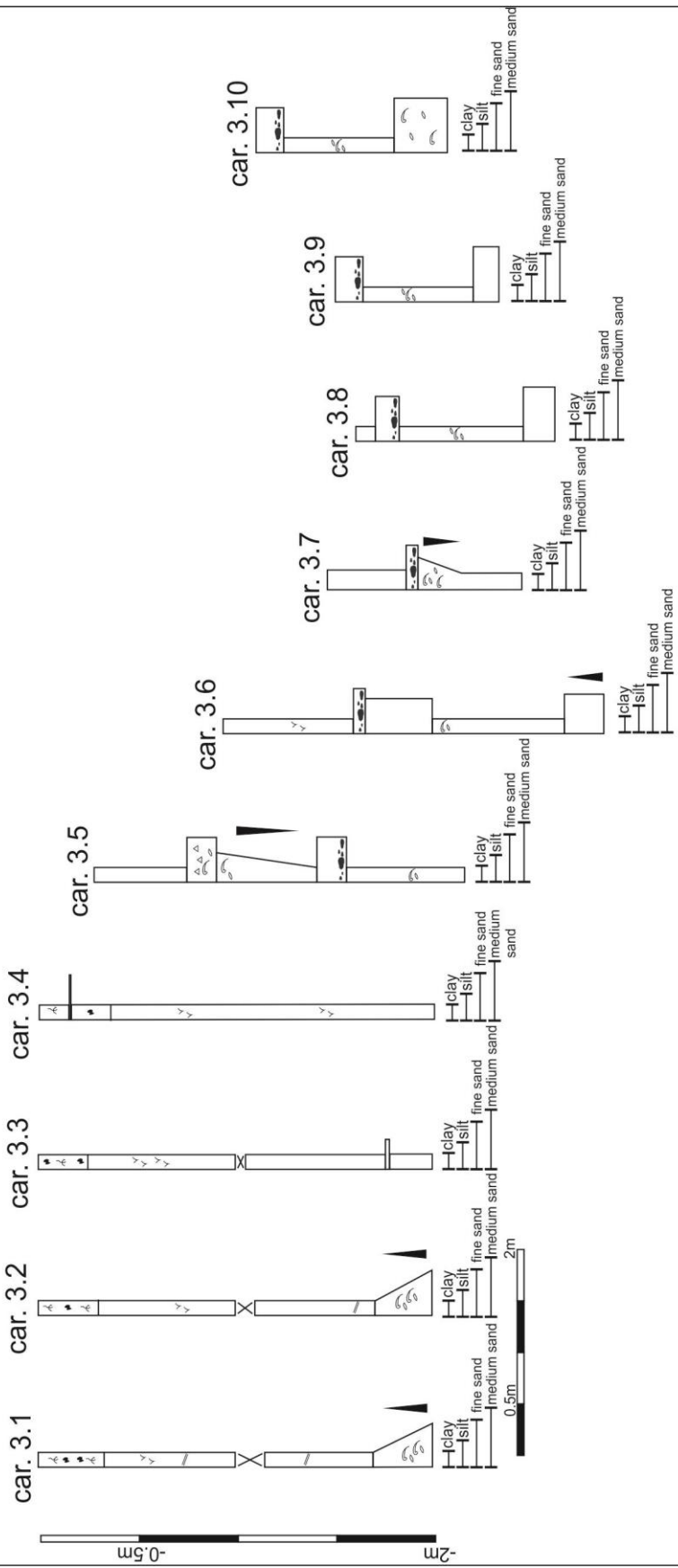
TRANSETTO 2



TRANSETTO 2



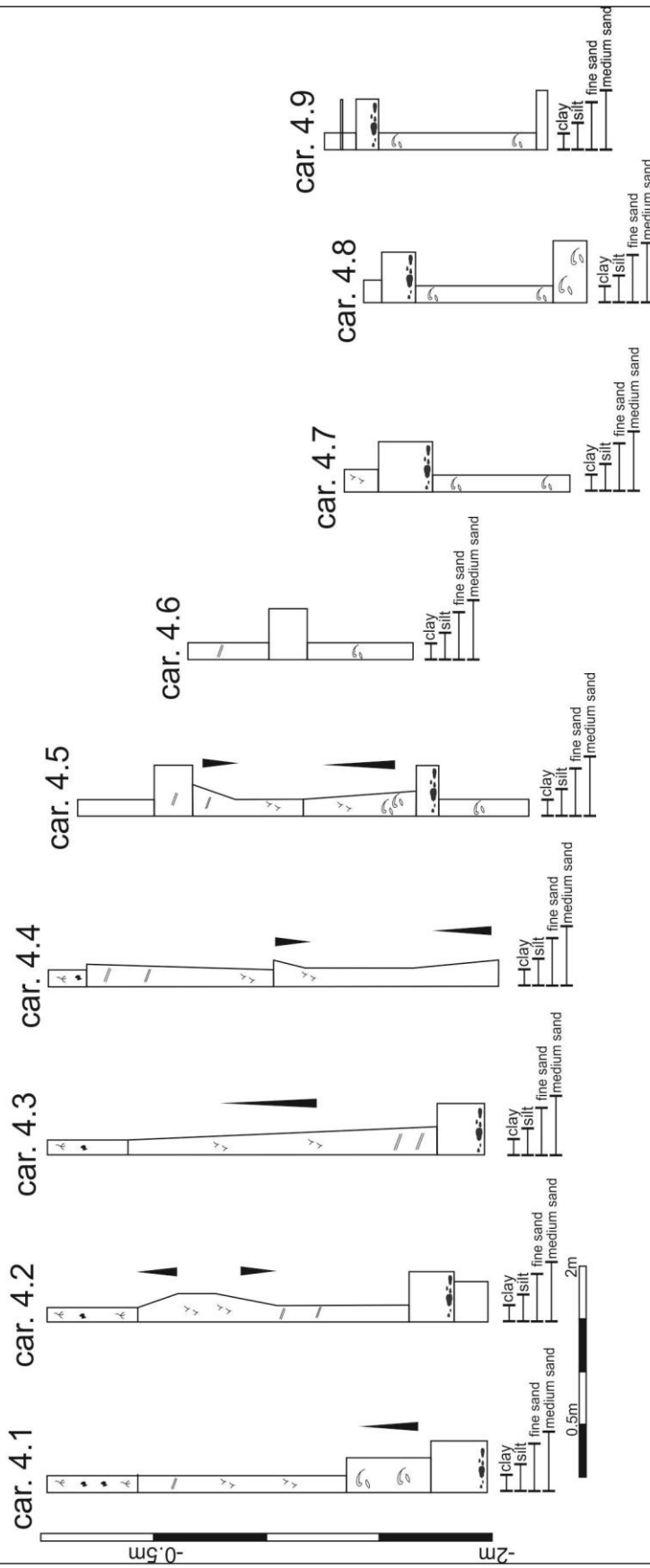
TRANSETTO 3



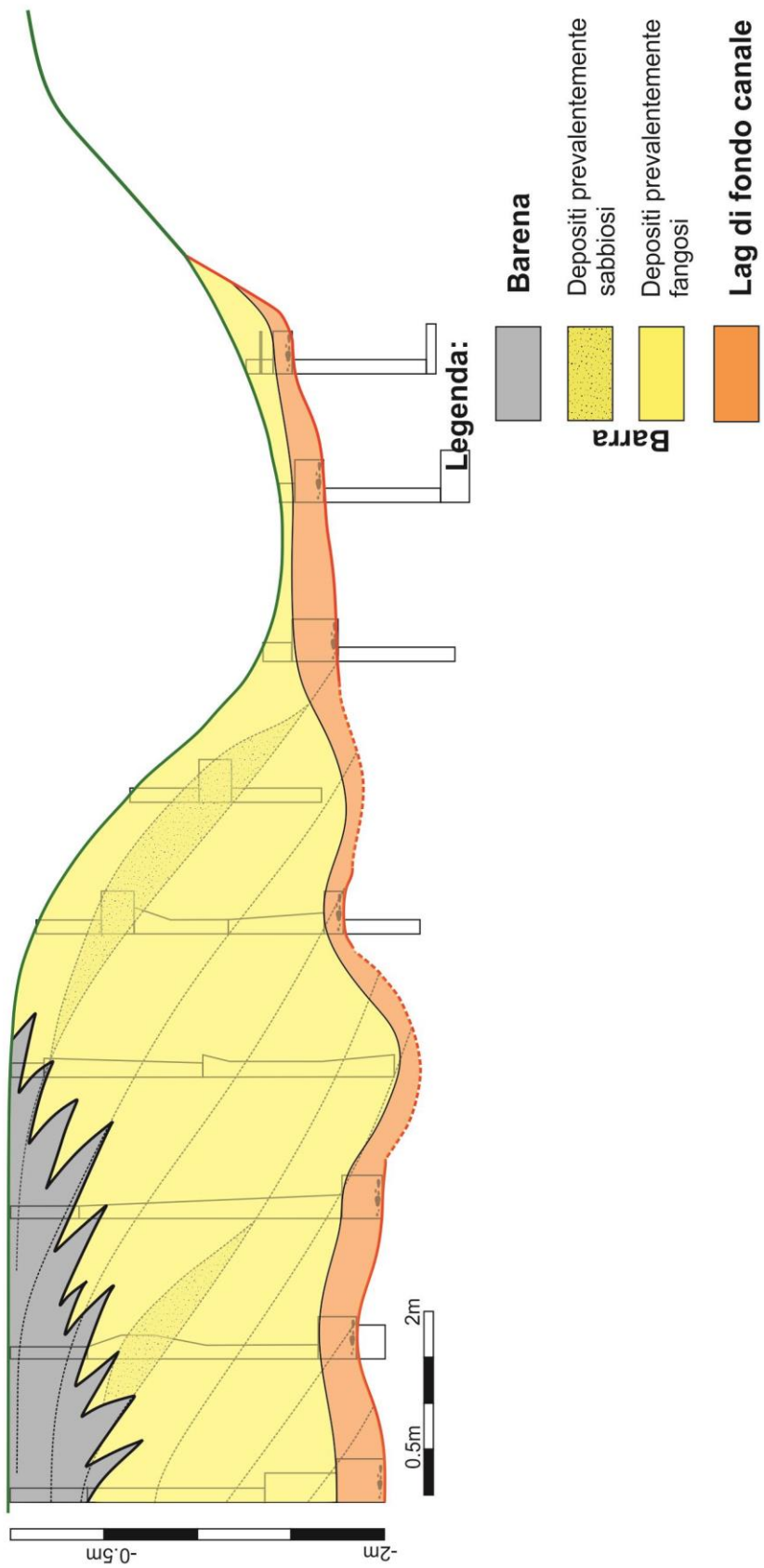
TRANSETTO 3



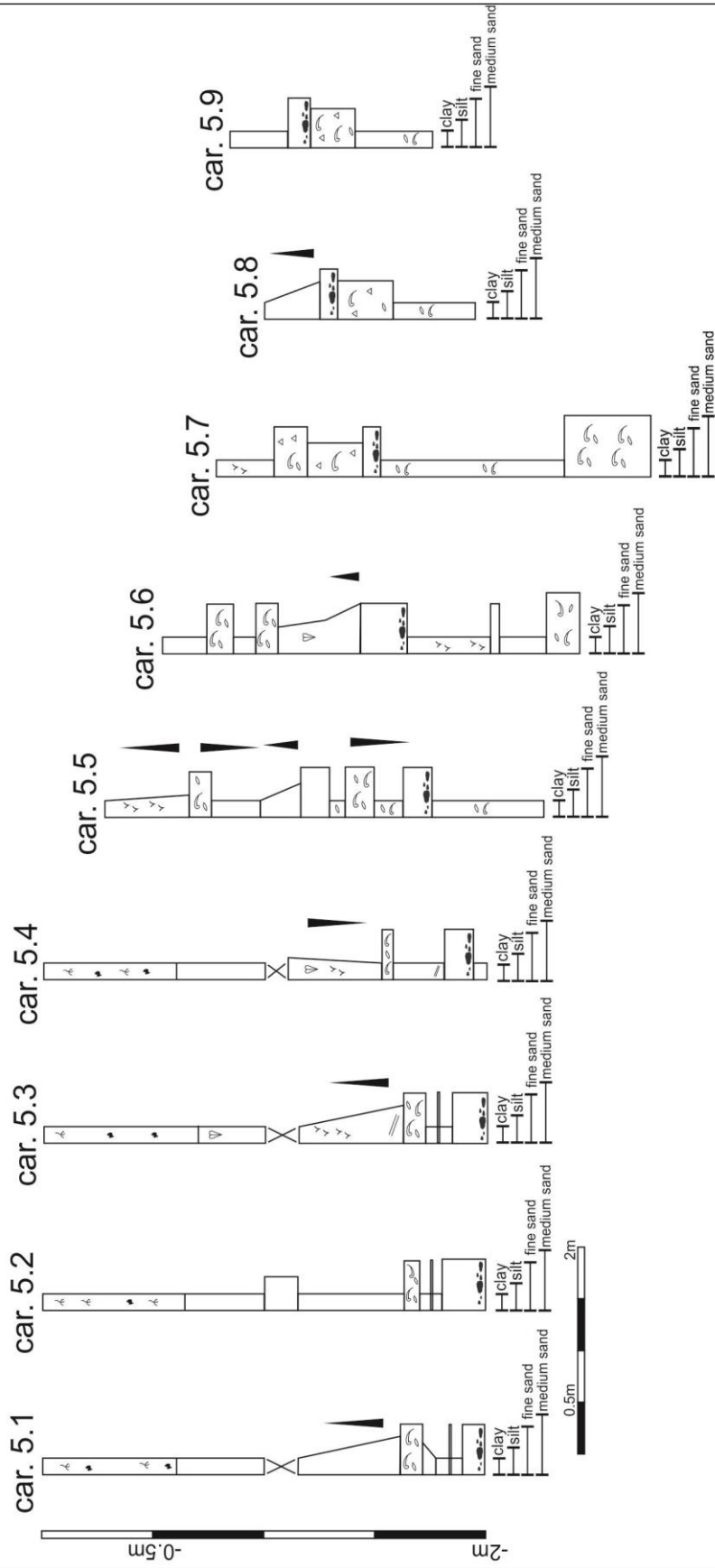
TRANSETTO 4



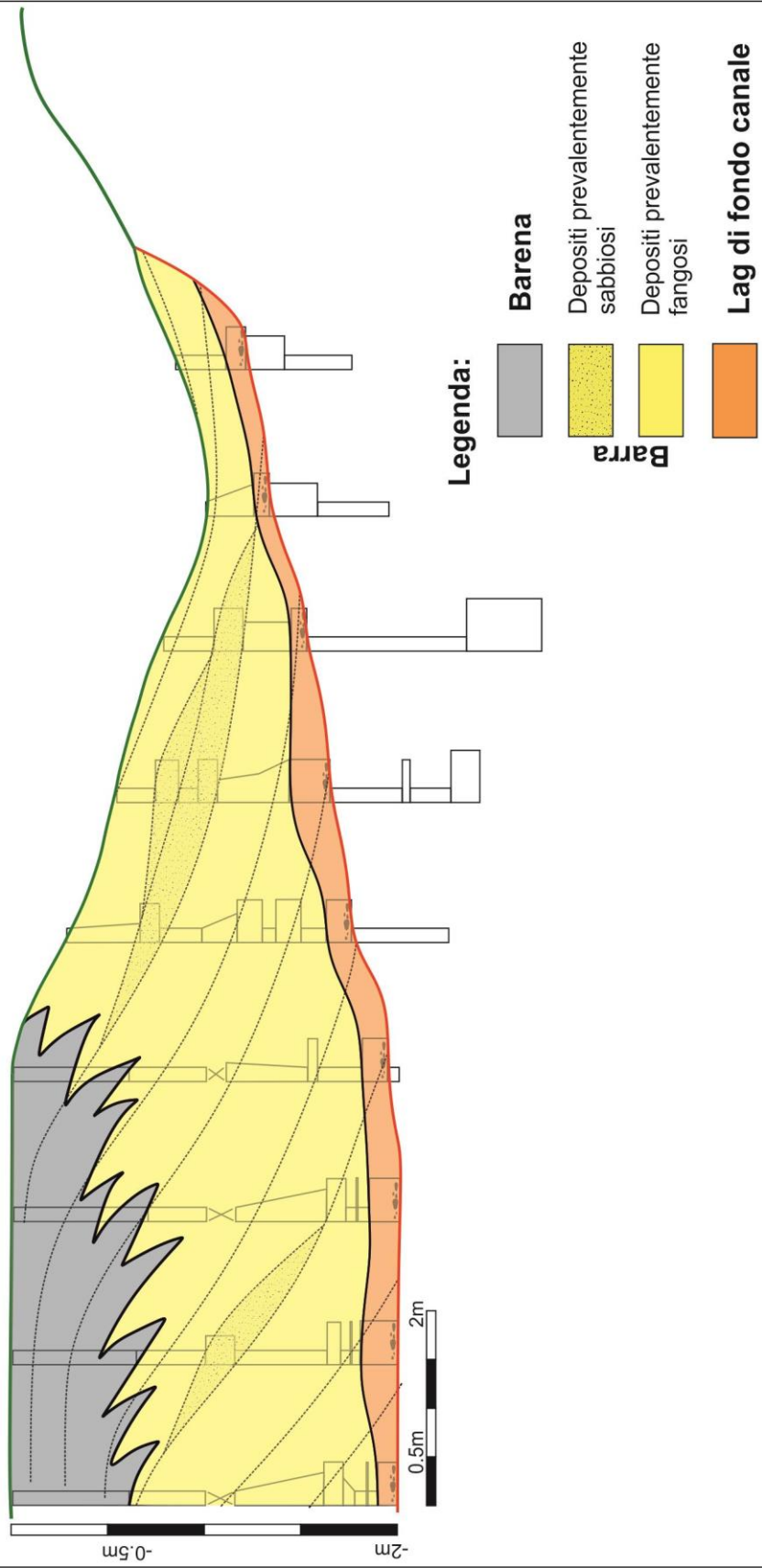
TRANSETTO 4



TRANSETTO 5



TRANSETTO 5



Le analisi granulometriche effettuate sulle carote 2.5, 3.5 e 4.5 hanno permesso di quantificare le variazioni granulometriche che definiscono i trend *coarsening upward* caratterizzanti la porzione sommitale della barra ed i trend *fining upward* situati nella porzione basale della stessa.

Dai grafici in figura 2.11 è possibile notare come sia presente nella carota 2.5 un chiaro trend *coarsening upward* da una profondità di 40 centimetri fino a circa 80 centimetri con passaggio da *medium/coarse silt* (30-40 micron) a *very fine sand* (80 micron).

Nella carota 3.5 il trend *coarsening upward* ha inizio a 70 centimetri di profondità e termina a 25 centimetri, ed è caratterizzato dal passaggio da *medium/coarse silt* a *very fine sand*. Si noti come in questo caso il trend non sia netto come nelle altre due carote, bensì sia caratterizzato da variazioni comprese tra i 20 e i 40 micron (*medium/coarse silt*), con un picco di 80 micron a profondità di 25 centimetri. In generale tutte le carote del transetto 3 sono risultate essere composte da granulometrie più fini e verticalmente più omogenee di quelle degli altri transetti, con sedimenti di barra molto spessi (fino a 2 metri) e depositi di *channel lag* spesso poco definiti.

Infine nella carota 4.5 il trend *coarsening upward* è situato a partire da 30 centimetri fino a 90 centimetri di profondità con un passaggio da *coarse silt* a *very fine sand* (con valori massimi di diametro delle particelle raggiungenti i 100 micron).

La figura 2.11 mette inoltre in risalto la presenza di trend *fining upward* alla base delle carote. In particolare questi trend risultano essere compresi tra profondità di circa 90 centimetri fino a profondità di 70 centimetri nelle carote 2.5 e 4.5 e di 60 centimetri nella carota 3.5. Si può inoltre notare come la variazione verticale di granulometria dei trend *fining* sia minore e caratterizzata da una maggior gradualità rispetto a quella evidenziata dai trend *coarsening*, che tendono a mostrare variazioni di grana significative anche in brevi intervalli di profondità.

E' evidente come gli intervalli di profondità ai quali sono situati i trend precedentemente descritti e le variazioni granulometriche dai quali essi sono

caratterizzati siano confrontabili tra loro, e permettano quindi di effettuare correlazioni nello spazio tra i vari transetti.

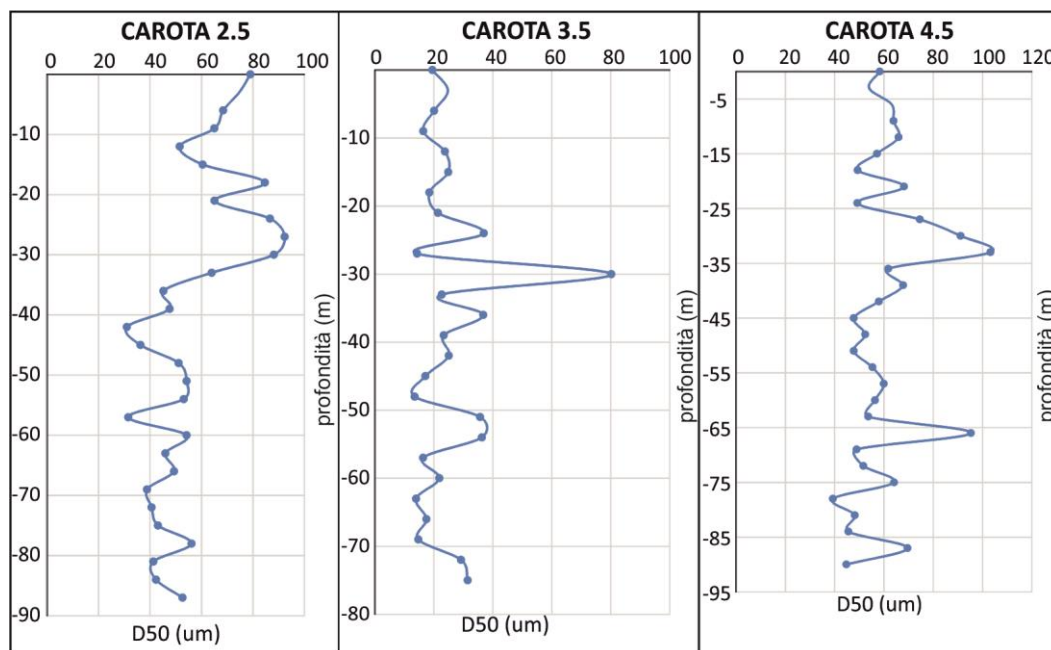


Fig. 2.11 – Grafici profondità(centimetri)– D_{50} (micron) rappresentanti i trend granulometrici delle carote 2.5, 3.5 e 4.5.

2.4 Discussione

2.4.1 Evoluzione morfodinamica della barra

Il confronto tra le fotografie aeree storiche e attuali dell'area, integrato con i dati di architettura deposizionale ottenuti attraverso l'analisi delle carote sedimentarie ha permesso di comprendere l'evoluzione della barra in esame. In particolare la comparazione tra la fotografia del 1968 e quella attuale ha messo in evidenza l'espansione simmetrica della barra in direzione SSW per aggiunta di sedimento nella sponda interna del canale con un tasso di migrazione pari a 10 centimetri annui. Questo tasso risulta essere inferiore a quello misurato per altre curve di meandro della laguna veneta (circa 20 cm/anno, Finotello *et al.*, 2015) ed

è giustificabile attraverso le limitate dimensioni del canale in grado di drenare quantità di acqua tali da generare correnti con velocità contenuta. Questo aspetto è anche responsabile della granulometria prettamente fangoso-siltosa della barra.

2.4.2 Idrodinamica ed architettura deposizionale della barra

La barra analizzata presenta una distribuzione delle facies sedimentarie complessa che si discosta dal classico modello deposizionale di una *pointbar* (Barwis and Heyes, 1979).

Dalle misure di ACDP è stato possibile desumere le traiettorie delle correnti di *flood* ed *ebb*, evidenziando come il lato sottocorrente e quello sopracorrente della barra sperimentino differenti flussi durante le due fasi di marea. In particolare è stato riscontrato che il lato esposto verso mare della barra sperimenta durante la fase di *flood* una corrente priva di componente trasversale che si muove dal *thalweg* del canale verso il tetto barra tangenzialmente alla sponda del canale. Il medesimo lato durante la fase di *ebb* risente della corrente secondaria con spostamento trasversale generata dalla deviazione del flusso da parte del meandro (flusso elicoidale). Il lato esposto verso terra sperimenta una situazione diametralmente opposta, risentendo della corrente priva di componente trasversale durante la fase di *ebb* e della corrente secondaria durante la fase di *flood*.

In entrambi i lati della barra il risultato conseguente dell'interazione di questi flussi speculari genera una distribuzione di facies chiaramente riconoscibile caratterizzata dalla presenza di un trend *fining upward* concentrato alla base della barra ed un trend *coarsening upward* situato al tetto. La formazione del trend *coarsening upward* è imputata alla corrente priva di componente trasversale che è in grado di trasportare i sedimenti grossolani depositati sul *thalweg* del canale al tetto della barra a formare dei lobi. Il trend *fining upward* è invece generato dalla corrente trasversale secondaria (flusso elicoidale) generata dalla deviazione del flusso da parte del bend secondo il classico modello di formazione di una *pointbar* (Hughes, 2012).

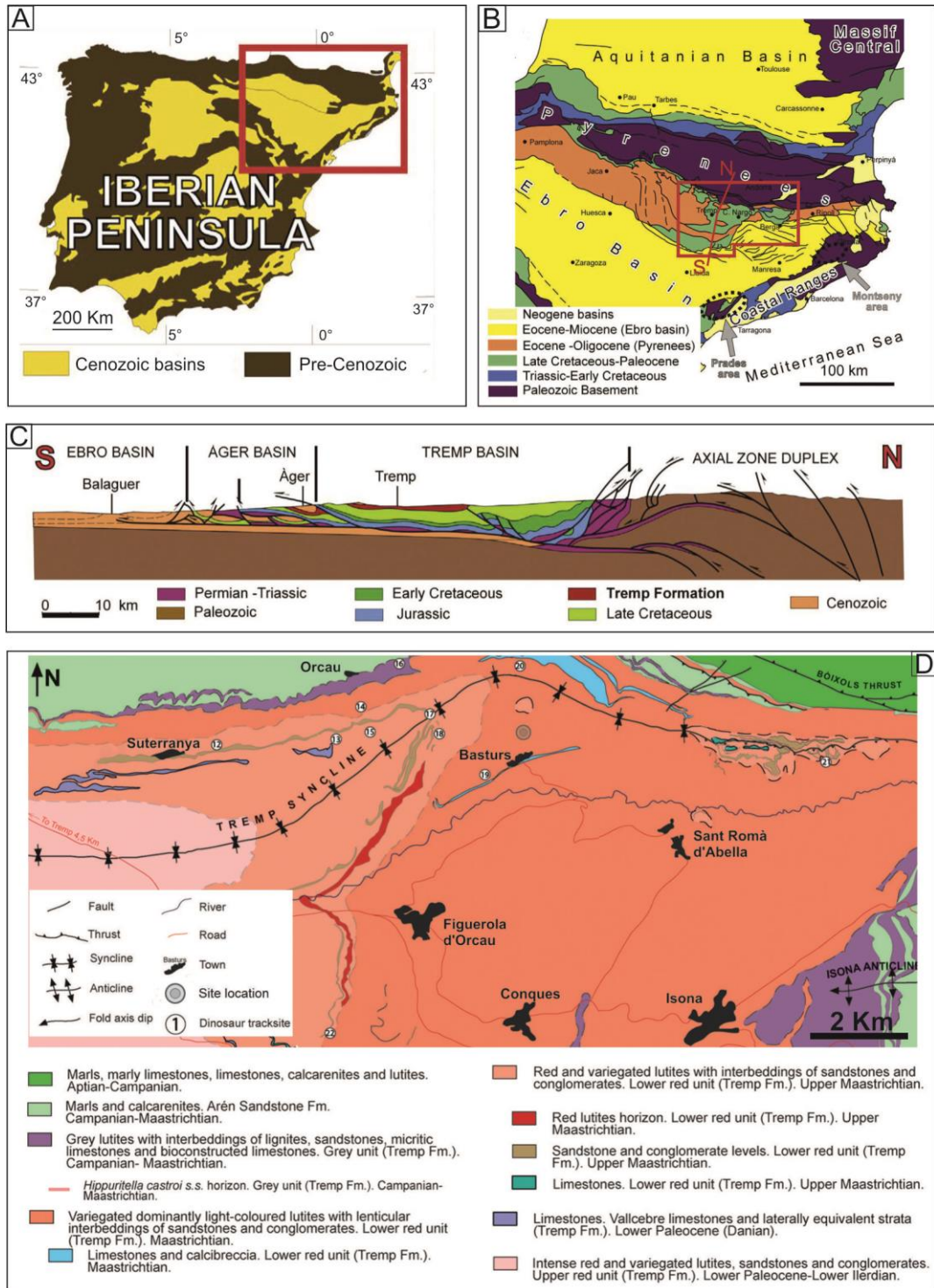
La predominanza a tetto barra di trend *coarsening upward* dimostra come la maggior parte del sedimento sia distribuito dalla corrente priva di componente trasversale agente durante la fase di *flood* sul lato verso mare della barra stessa e durante la fase di *ebb* sul lato verso terra. La corrente secondaria risulta essere solamente subordinata ed agisce sul lato verso terra della barra durante la fase di *flood* e sul lato verso mare durante la fase di *ebb*, dando origine al trend *fining upward* basale.

Le misure di ADCP hanno inoltre evidenziato una “zona d’ombra” caratterizzata da valori minimi di velocità di flusso in corrispondenza dell’apice della barra. Questa caratteristica è causata dal fatto che entrambe le correnti di *flood* ed *ebb* tendono a viaggiare tangenzialmente a tale apice in direzione della sponda esterna del canale. Questi minimi di velocità sono associati ad un più intenso *fallout* di sedimento fine con formazione di sequenze caratterizzate da fango e silt massivi. Tali sequenze rappresentano anche gli spessori massimi riscontrabili nella barra a causa della loro posizione centrale all’interno della tipica forma a domo di una *pointbar*.

Infine, al di sopra dei depositi di barra, la presenza di sedimenti di barena che si assottigliano muovendosi verso il canale è indice di progradazione della barra sotto gli effetti di una marcata aggradazione verticale, come osservato in altri meandri dell’area di San Felice (Brivio et al., 2016).

3. Depositi di *pointbar* tidale: un caso fossile

3.1 Inquadramento geologico



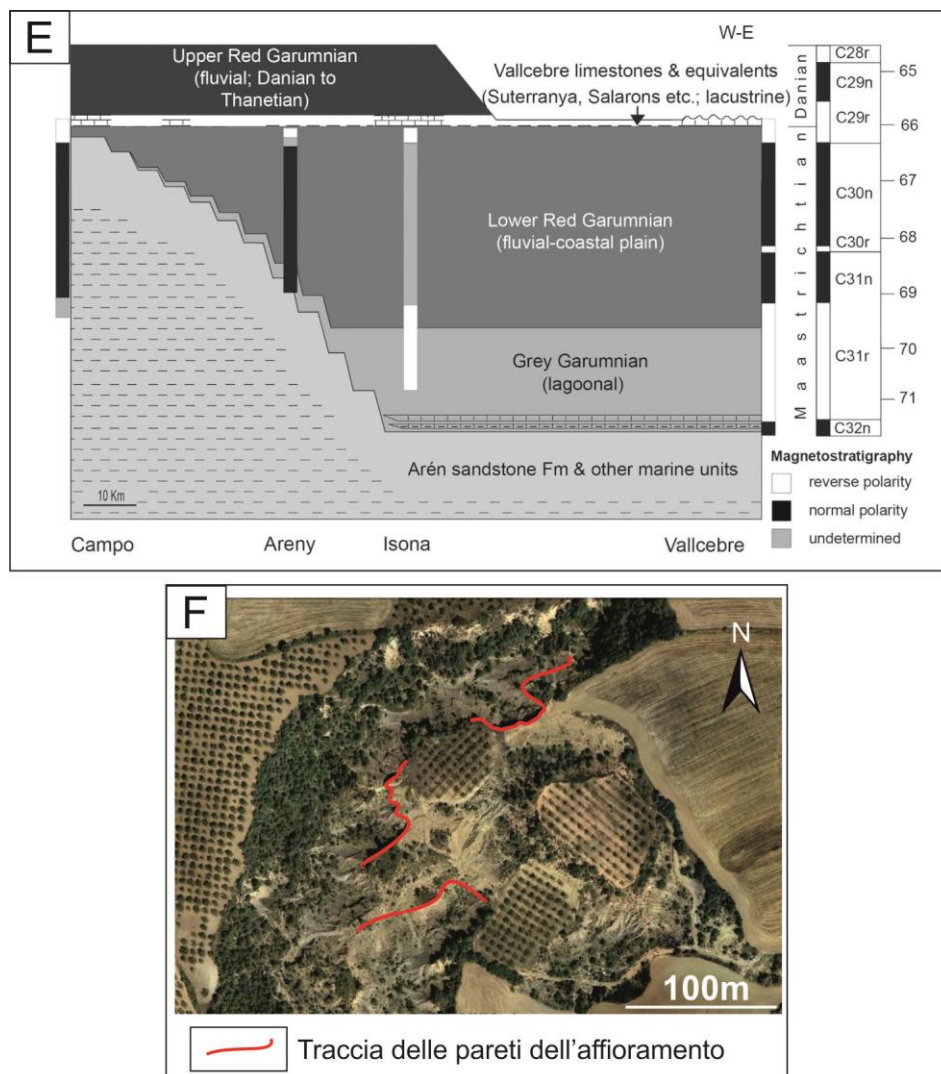


Fig. 3.1 – A: panoramica geologica della penisola Iberica; B: carta geologica semplificata della Spagna settentrionale con traccia di un profilo geologico (Gómez-Grass et al., 2015); C: profilo geologico della figura B (Muñoz, 1992); D: carta geologica del bacino di Tremp (Adattato da Vila et al., 2016); E: colonna cronostratigrafica del bacino Maastrichtiano dei Pirenei meridionali raffigurante le unità della Formazione di Tremp (Gómez-Grass et al., 2015); F: immagine (Google Earth) del sito in esame con traccia degli affioramenti.

3.1.1 I Pirenei

I Pirenei sono un *fold-and-thrust belt* bivergente generatosi durante l'orogenesi Alpina caratterizzato da *thrust* nord-vergenti nella porzione settentrionale e da *thrust* sud-vergenti nella porzione meridionale della catena. Tale sistema è stato originato a seguito della compressione orientata N-S che ha portato alla subduzione della placca Iberica al di sotto della placca Europea (Fig. 3.1B) a partire dal Tardo Cretaceo fino al Miocene. La catena è composta da un basamento Varisico sul quale giacciono coperture Mesozoiche e Cenozoiche, la cui deformazione dovuta a processi di tettonica superficiale (Cretaceo) ha portato alla formazione di due principali *foreland basin*, ovvero l'Aquitainian Basin, ubicato nella zona dei Pirenei Settentrionali e l'Ebro Basin nella zona dei Pirenei Meridionali (Fig. 3.1B). (Oms et al., 2015).

L'Ebro Basin è caratterizzato da una forma allungata avente orientazione E-W e si estende nella zona compresa tra i Pirenei, il Catalan Costal Range e l'Iberian Range (Fig. 3.1B). I sedimenti di riempimento di tale bacino raggiungono spessori di 4000 metri nella porzione ovest e sono rappresentati da depositi marini sormontati da successioni continentali alluvionali e lacustri originatesi a seguito della chiusura della connessione tra l'Ebro Basin e l'Oceano Atlantico, avvenuta nel Tardo Eocene (Costa et al., 2010, Gómes-Grass et al., 2015). Il bacino è caratterizzato dalla presenza di diversi *thrust sheet* formati a seguito di inversioni tettoniche, quali Bóixols-Sant Corneli, Montsec, Serres Marginals, Pedraforca e Cadí (Oms et al., 2015; Rosell et al., 2001). Il movimento di questi *thrust* (attualmente riattivati) ha provocato la formazione di diverse sinclinali (Àger, Trep, Coll de Nargó, e Vallcebre) che hanno agito come depocentro per specifici sub-bacini. (Oms et al., 2015) (Fig. 3.1D).

Il presente studio si è focalizzato sulla sinclinale di Trep, rappresentante il Bacino di Trep. Il riempimento di tale bacino è costituito dalla Formazione di Arén dalla Formazione di Trep (chiamata anche Garumnian, Leymerie, 1862), che risultano essere parzialmente diacrone tra loro (Mey et al., 1968). La Formazione di Arén è formata da depositi clastici marini di acqua bassa

progradanti verso nord, mentre la Formazione di Tremp comprende i sedimenti continentali lacustri e alluvionali depositatisi durante il Maastrichtiano (Tardo Cretaceo) e il Paleocene (Fig. 3.1E) (Gómez-Grass et al., 2015; Mey et al., 1968).

3.1.2 La Formazione di Tremp

Il massimo spessore raggiunto dalla Formazione di Tremp varia tra i 400 e gli 800 metri in funzione dello spazio di accomodamento, a sua volta strettamente relazionato alla crescita delle strutture tettoniche (Oms et al., 2015). Tale formazione è suddivisa in quattro unità litologiche informali: Grey Unit, Lower Red Unit, Suterranya Limestone e Upper Red Unit. (Rosell et al., 2001; Riera et al., 2009).

La Grey Unit è composta da marne grigiastre caratterizzate dall'abbondante presenza di tracce di invertebrati, oltre ad elementi carbonatici di origine pedogenetica e intercalazioni di carbone, carbonati e arenarie. Tali depositi sono stati interpretati come facies lagunari a salinità variabile situati lateralmente o in prossimità della *barrier-island* rappresentata dalla Formazione di Arén (Díez-Canseco et al., 2014; Marmi et al., 2014).

La Lower Red Unit consiste in *mudstone* rossastri intervallati da livelli di areniti e conglomerati interpretati come facies di piana tidale e facies legate allo sviluppo di canali tidali meandriformi. Sono presenti intercalazioni di calcari di origine palustre-lacustre. (Díez-Canseco et al., 2014, Marmi et al., 2014).

Entrambi i depositi della Grey Unit e della Lower Red Unit contengono importanti quantità di ossa fossili e di impronte di dinosauro e rappresentano uno dei luoghi più rinomati al mondo per la presenza di fossili di adrosauri e sauropodi (Díez-Canseco et al., 2014; López-Martínez et al., 2001; Riera et al., 2009; Vila et al., 2012).

I Suterranya Limestone, ai quali sono stati attribuiti diversi nomi quali Middle Garumnian (Rosell et al., 2001) o Vallcebre Limestone, sono rappresentati da calcari micritici contenenti Charophyte (alghe verdi) e Microcodium (micro-

componente calcitico di paleo-suoli calcarei e calcrete) al tetto. Sono stati interpretati come carbonati di origine lacustre, e rappresentano episodi di insabbiamento di laghi a salinità variabile in prossimità della costa (Marmi et al., 2014).

La Upper Red Unit è rappresentata da *mudstone*, *sandstone* e conglomerati di un intenso colore rossastro caratterizzati da livelli ad oncoidi e gesso oltre ad intercalazioni di calcari lacustri alla sommità. Tale unità è stata interpretata come depositi fluviali e di piana alluvionale (Marmi et al., 2014).

La Grey Unit e la Lower Red Unit, rappresentanti la fase di regressione marina, sono attribuite al Maastrichtiano (Tardo Cretaceo) in accordo con le evidenze magentostratigrafiche e gli studi dei Charophyte (Marmi et al., 2014), mentre le soprastanti Suterranya Limestone e Upper Red Unit si sono accumulate nel Daniano (Paleogene). A causa della scarsità di fauna e dell'assenza di una chiara anomalia di Iridio il corretto posizionamento del limite K-Pg ha sempre rappresentato un problema di difficile soluzione. Attualmente il limite è localizzato al contatto tra la Lower Red Unit e i Suterranya Limestone in funzione dell'ultima comparsa dei Charophyte *Peckichara sertulata* non rimaneggiati (Marmi et al., 2014; Feist & Colombo, 1983).

3.1.3 La Lower Red Unit

La scelta di individuare il sito adatto a tale studio all'interno della Lower Red Unit (Formazione di Tresp) è legata ad una serie di evidenze che testimoniano il carattere tidale dei canali presenti in tali successioni.

Innanzitutto la Lower Red Unit si interdigita con depositi marini costieri della Formazione di Arén. E' stato inoltre evidenziato come la composizione delle arenarie della Lower Red Unit, rappresentanti i depositi canalizzati, ed il loro contenuto in associazioni fossili di foraminiferi risultino essere consistenti con quelli della Formazione di Arén (Díez-Canseco et al., 2014). La presenza di grani di glauconite (di origine marina) rafforza tali ipotesi.

I corpi canalizzati presentano inoltre un chiaro assottigliamento verso terra (Est) che descrive la tipica morfologia “*funnel-shaped*” dei canali tidali (Darlymple and Choi, 2007). La presenza locale di IHS e *flaser bedding* (Marmi et al., 2016; Vila et al., 2016), unita alla predominanza di depositi fangosi e all’intensa e diffusa bioturbazione testimonia ulteriormente il carattere tidale dei canali in questione.

Infine lo scarso apporto di sedimenti al Bacino di Tresp da parte dei principali rilievi esistenti durante il periodo di accumulo della Lower Red Unit permette di intuire uno scarso sviluppo nel sistema di drenaggio fluviale, inducendo così ad attribuire i corpi canalizzati ad un sistema prettamente tidale (Gómez-Grass et al., 2015).

3.1.4 Area in studio

L’area in esame è situata nel Bacino di Tresp a nord dell’abitato di Basturs (provincia di Lleida, Spagna), a 10 km ad est rispetto alla nota località di Tresp. Le coordinate geografiche (Google Earth) del sito sono: latitudine 42.159019°; longitudine 1.012152°. L’area si estende per circa 10 km² ed è caratterizzata dall’affioramento della porzione basale della Lower Red Unit (Formazione di Tresp).

L’affioramento è composto da tre principali pareti sub-verticali aventi lunghezze comprese tra i 50-60 metri ed altezze variabili da un massimo di 4 metri fino a un minimo di 1,5 metri (Fig. 3.1F). Le diverse pareti presentano orientazioni variabili ed offrono la possibilità di investigare l’architettura tridimensionale dei corpi sedimentari in esame.

3.2 Metodi

3.2.1 Sedimentologia ed analisi architetture

Le principali pareti che compongono l'affioramento in esame sono state analizzate tramite l'acquisizione e la stampa di fotomosaici ad alta risoluzione. Su ciascun fotomosaico sono stati tracciati gli andamenti dei principali strati e sono state riportate le rispettive giaciture di strato. In sei principali stazioni di misura sono stati misurati log sedimentologici di dettaglio con il fine di riportare variazioni verticali di granulometria e strutture sedimentarie. Nelle diverse stazioni di misura sono state effettuate anche misurazioni di paleocorrenti, rappresentate successivamente attraverso l'utilizzo di *Rose diagrams* (software Openstereo).

3.2.2 Fotogrammetria e modellizzazione 3D

Nell'affioramento in esame sono state acquisite circa 500 fotografie delle diverse pareti da diverse angolazioni ed altezze. Tali foto sono state utilizzate per ricostruire un modello tridimensionale dell'affioramento grazie all'utilizzo del software Agisoft. Il modello ottenuto è stato georeferenziato e scalato nello spazio attraverso lo stesso software. Grazie all'utilizzo del software Move 3D (2014) è stato possibile tracciare le superfici rappresentanti la base del canale ed il tetto dei corpi di barra attraverso l'interpolazione di punti (metodo Kriging).

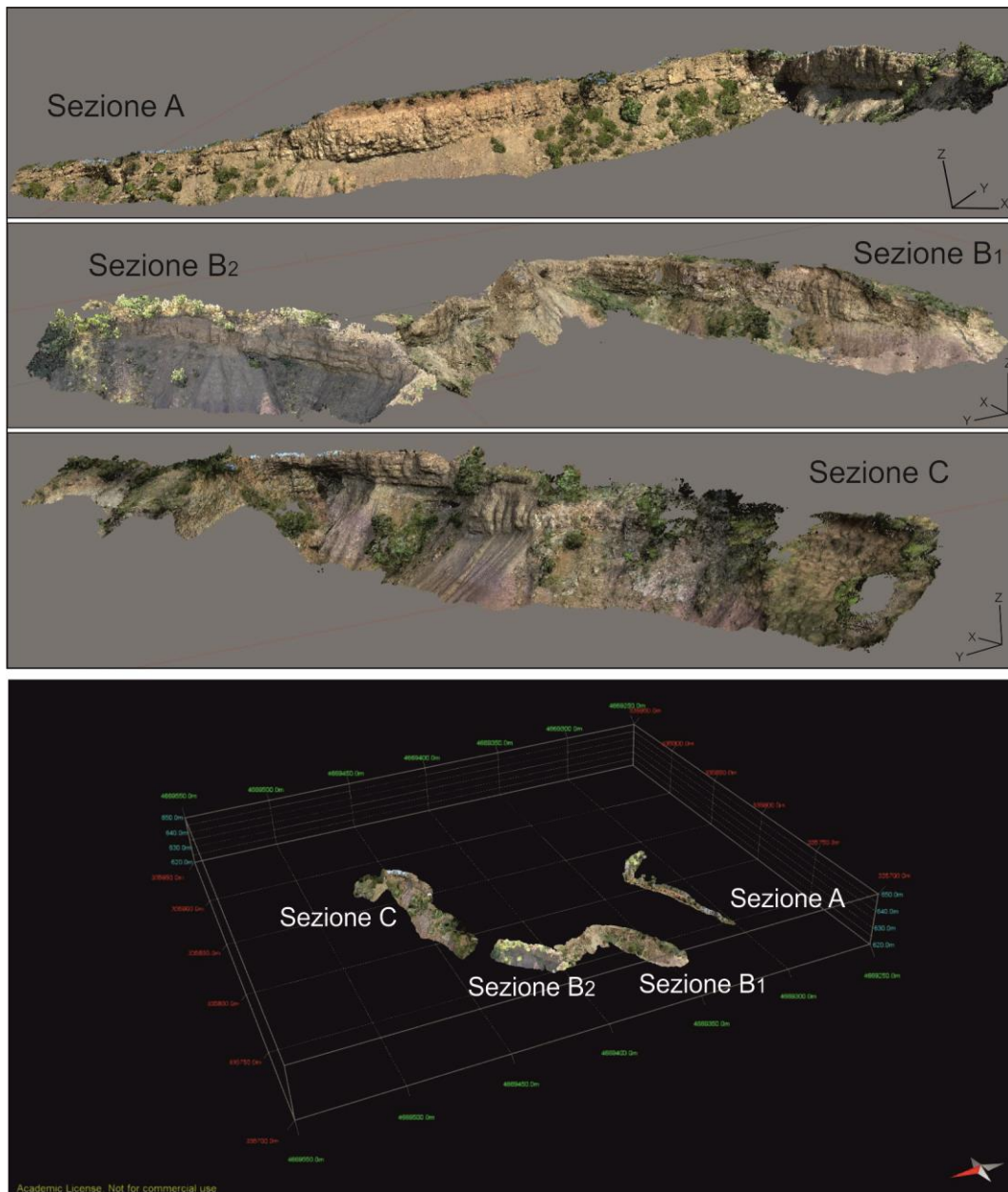


Fig. 3.2 - Rappresentazione delle sezioni studiate e posizionamento delle stesse nello spazio tridimensionale attraverso l'utilizzo del software Move 3D (2014).

3.3 Risultati

3.3.1 Facies sedimentarie

L'analisi dell'affioramento ha permesso di evidenziare le seguenti facies deposizionali:

i. Depositi di *overbank*

Descrizione

Sono composti da sedimenti fini fangoso-siltosi e presentano gli spessori più elevati tra le diverse tipologie di depositi presenti nell'area esaminata (Fig. 3.3E). Posti a margine dei depositi di barra sono caratterizzati dall'assenza di strutture sedimentarie e da tracce di bioturbazione (Fig. 3.3F).

Interpretazione

Rappresentano l'antico contesto di piana tidale sviluppatosi attorno alla *pointbar* in esame. Le diffuse condizioni di bassa energia favoriscono la deposizione di materiale fine fangoso-siltoso.

ii. Depositi di *pointbar*

Descrizione

Sono rappresentati da una sequenza di sedimenti sabbiosi sovrapposta ad uno strato basale siltoso-fangoso (Fig. 3.3C). Tali strati risultano avere una direzione di immersione variabile ed un'inclinazione compresa tra i 5° e i 20° (Fig. 3.4 paragrafo 3.3.2).

Gli strati aventi granulometria prevalentemente sabbiosa (*fine sand* e *medium sand*) sono caratterizzati dall'alternanza ritmica di facies a lamine piane (*plane parallel stratification*, PPS) e facies presentanti laminazioni e stratificazioni incrociate (*ripple cross lamination*, RCL, e *trough cross stratification*, TCS) (Fig.

3.3A e B). In alcuni casi l'intensa bioturbazione ha causato la totale scomparsa delle strutture sedimentarie (Fig. 3.3G).

L'intervallo basale di spessore variabile è invece costituito da materiale siltoso-fangoso ricco di clasti dispersi nel quale le strutture sedimentarie sono state cancellate da un'intensa dinoturbazione (impronte di dinosauri) (Fig. 3.3B). La sovrapposizione di tale sequenza con i depositi più grossolani di *channel lag* origina un chiaro trend verticale *fining upward*, mentre il passaggio ai sedimenti sabbiosi soprastanti evidenzia un trend *coarsening upward*.

Lungo la totalità di tali depositi sono rintracciabili alternanze ritmiche di strati a granulometria fine e strati più grossolani a formare sequenze eterolitiche.

Interpretazione

Questi depositi rappresentano il corpo di *pointbar* caratterizzato da strati inclinati immergenti verso il *thalweg* che tendono a presentare uno spessore massimo in corrispondenza dell'asse della barra ed uno spessore minimo in prossimità del canale. Le granulometrie più grossolane sono legate ad una velocità di flusso maggiore ed associate a chiare strutture sedimentarie orientate nella direzione della corrente dominante, mentre le granulometrie fini sono dovute a velocità minori. L'alternanza ritmica di strati a granulometria fine e grossolana rappresenta la tipica stratificazione eterolitica inclinata (IHS) propria delle *pointbar* tidali legata al passaggio da condizioni di flusso intenso (corrente di *flood* e corrente di *ebb*) a momenti di stasi dovuti all'inversione della corrente.

iii. Depositi di *channel lag*

Descrizione

Sono depositi aventi spessore variabile e base chiaramente erosiva caratterizzati da un *bedding* non definito. I sedimenti hanno una granulometria dell'ordine della *coarse/very coarse sand*, e la presenza di *mudclast* e clasti dispersi di dimensioni centimetriche (fino a 10 centimetri di diametro, dimensioni medie di circa 5 centimetri) è diffusa (Fig. 3.3D).

Interpretazione

Rappresentano i depositi grossolani di fondo canale (*thalweg*) caratterizzati dall'assenza di strutture sedimentarie e da diffuse condizioni di *bypass*. I *mudclast* presenti sono generati da un processo di erosione delle sponde fangose del canale. La base erosiva di tali sequenze costituisce la base del canale responsabile della formazione della *pointbar* soprastante.

iv. Depositi di canale abbandonato

Descrizione

Sono depositi di estensione laterale limitata localizzati in porzioni specifiche dell'area in studio, in posizione laterale rispetto ai depositi rappresentanti la *pointbar*. Sono composti da sedimenti fini quali fango e silt e risultano pertanto essere scarsamente affioranti.

Interpretazione

Rappresentano il risultato del riempimento del canale responsabile della formazione delle *pointbar* in esame, e si sono depositi a seguito di un processo di abbandono con conseguente diminuzione dell'energia della corrente a favorire la decantazione (*fallout*) di sedimento fine.



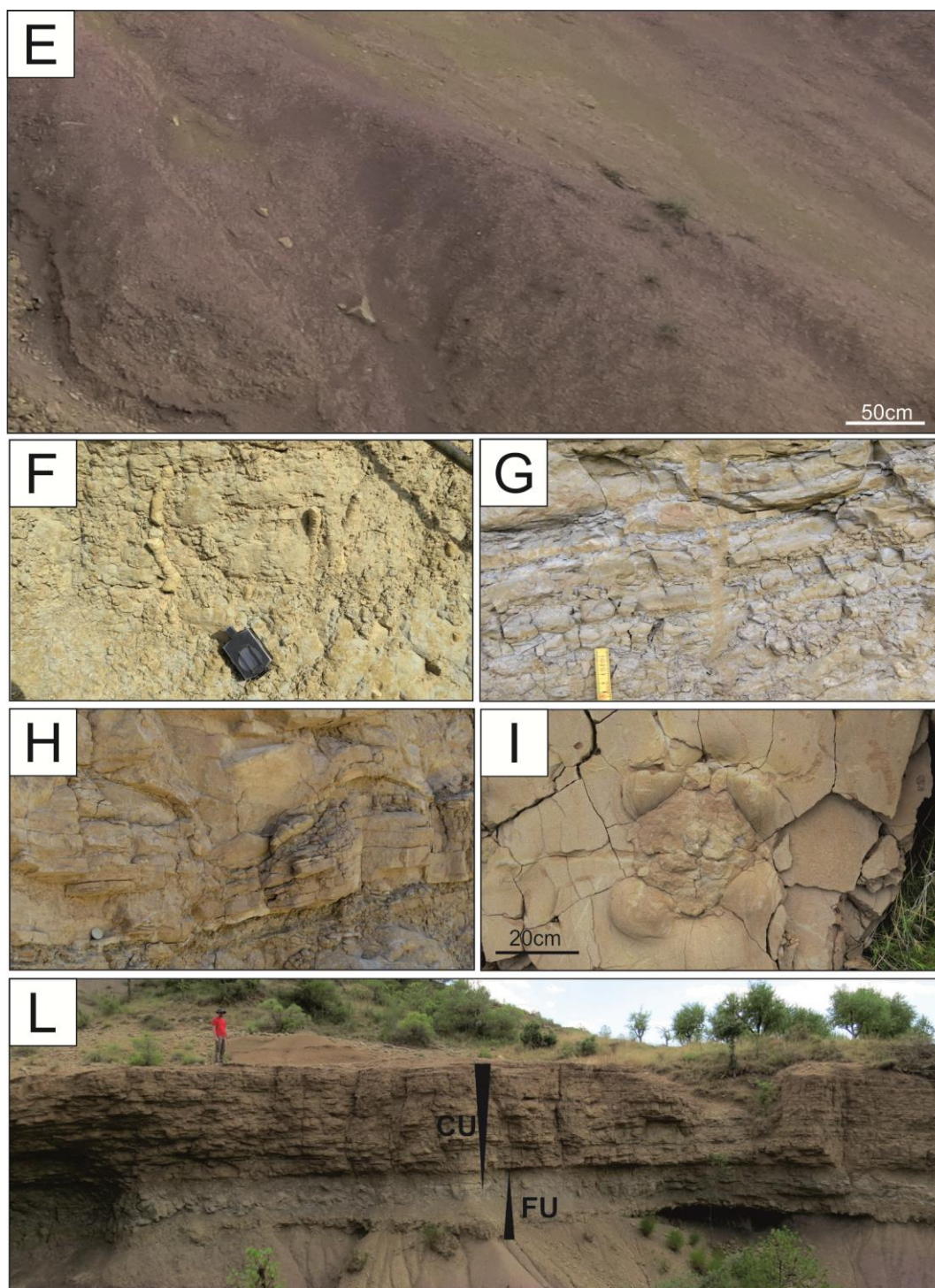


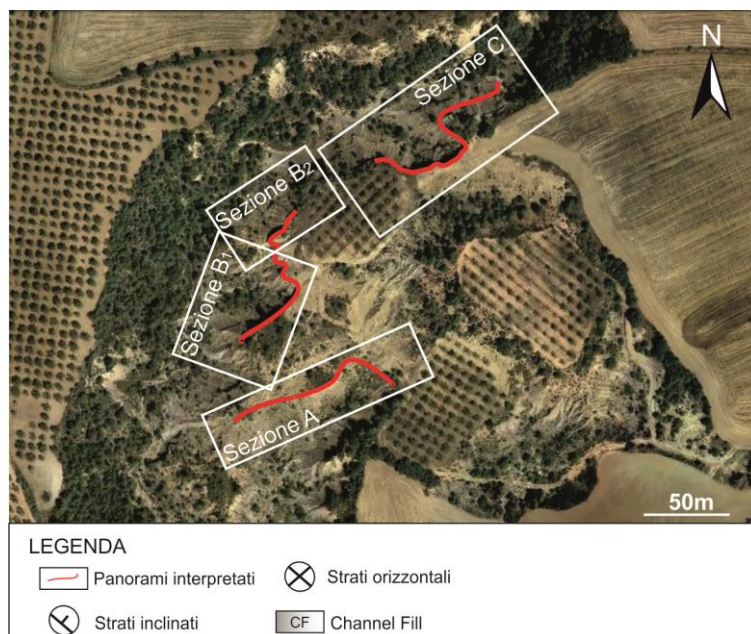
Fig. 3.3 – A: depositi di barra. Al tetto è presente una facies a lamine piane (PPS), mentre alla base è visibile una stratificazione incrociata generata da una duna (TCS); B: depositi di barra. Al tetto sono visibili depositi sabbiosi caratterizzati da lamine piane, mentre alla base è presente uno spesso strato siltoso-fangoso intensamente dinoturbato; C: depositi di barra. E' presente un livello di sabbia

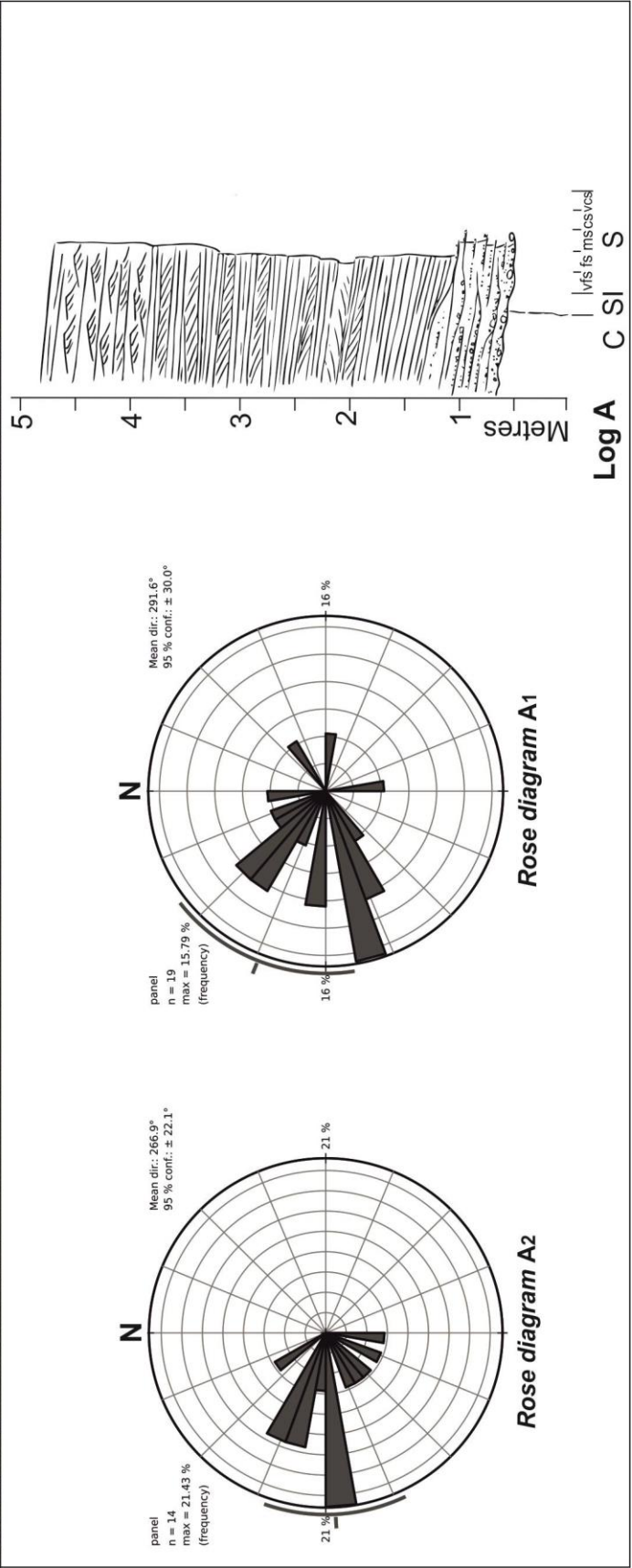
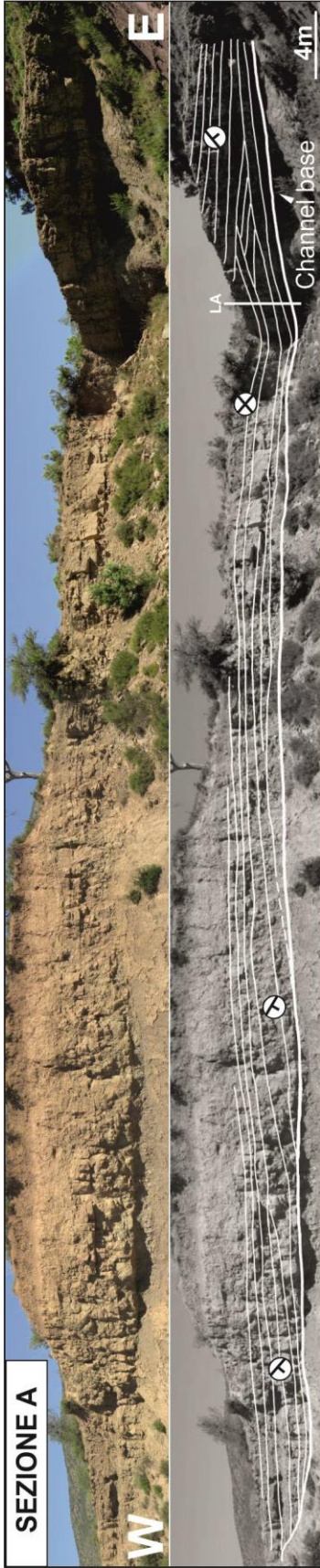
grossolana caratterizzato da abbondanti clasti centimetrici intercalato tra strati siltoso-fangosi. D: depositi di *channel lag*. E' visibile la granulometria grossolana e l'abbondante presenza di clasti dispersi, oltre alla base erosiva E: depositi di *overbank* prettamente fangosi. F: tracce di bioturbazione; G: tracce di bioturbazione; H: impronta di dinosauro in sezione trasversale con deformazione degli strati sottostanti; I: impronta di dinosauro in pianta; L: immagine dell'intero corpo di barra caratterizzato dalla sovrapposizione delle sequenze sabbiose all'intervallo basale siltoso-fangoso con evidenza dei trend granulometrici verticali *coarsening upward* (CU) e *fining upward* (FU)

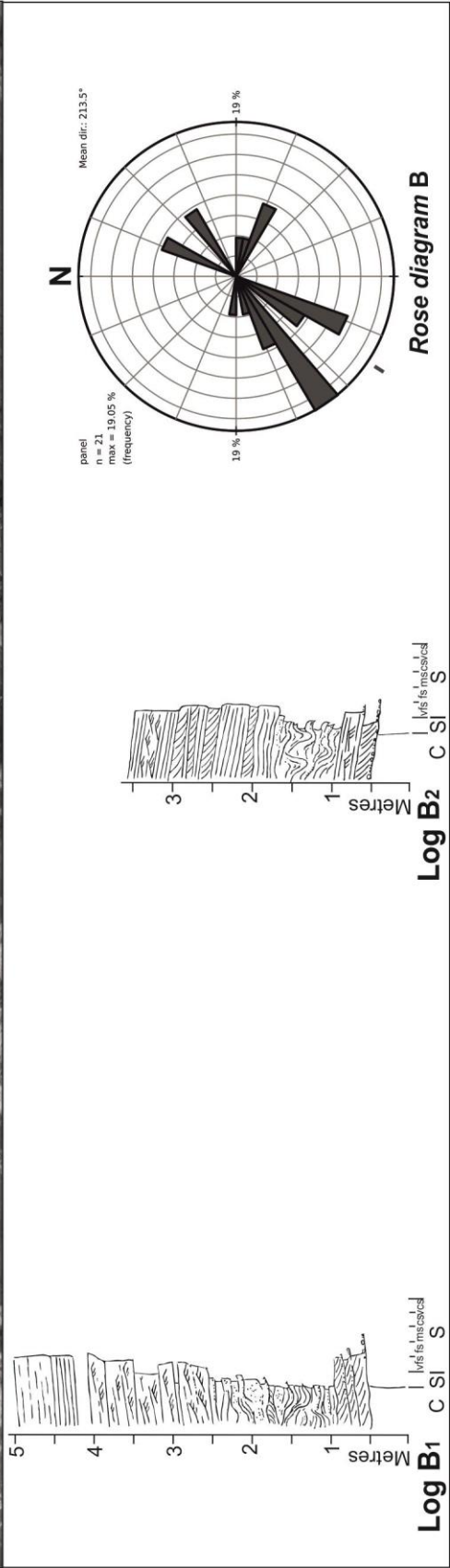
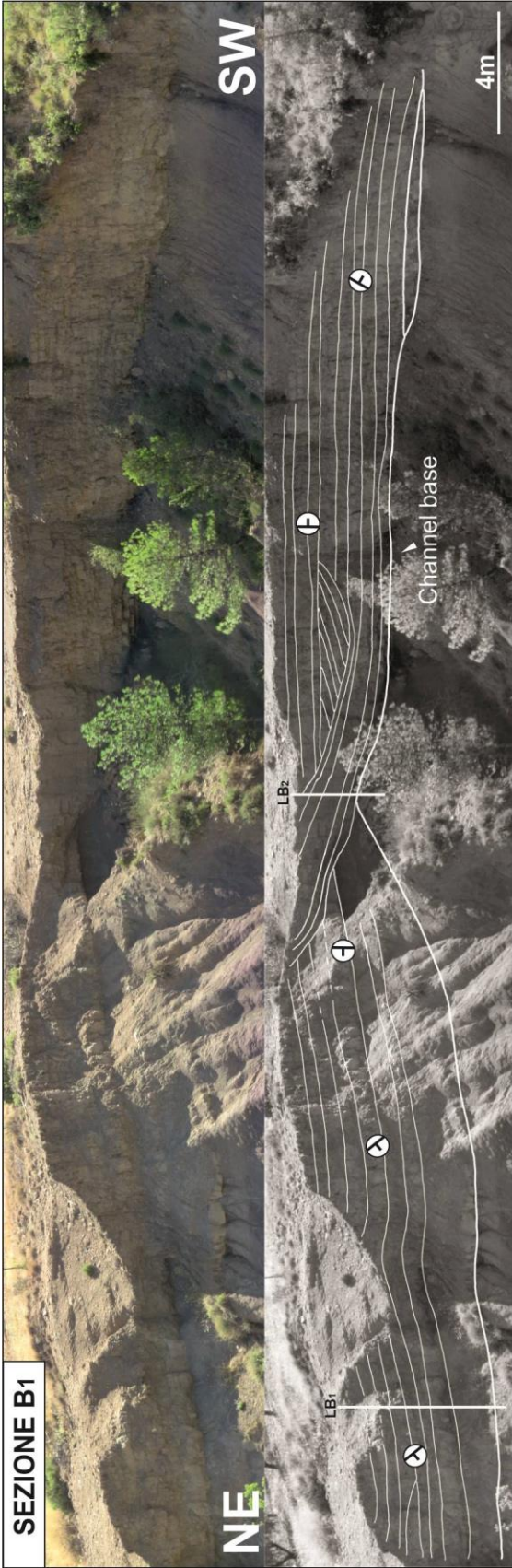
3.3.2 Architettura deposizionale

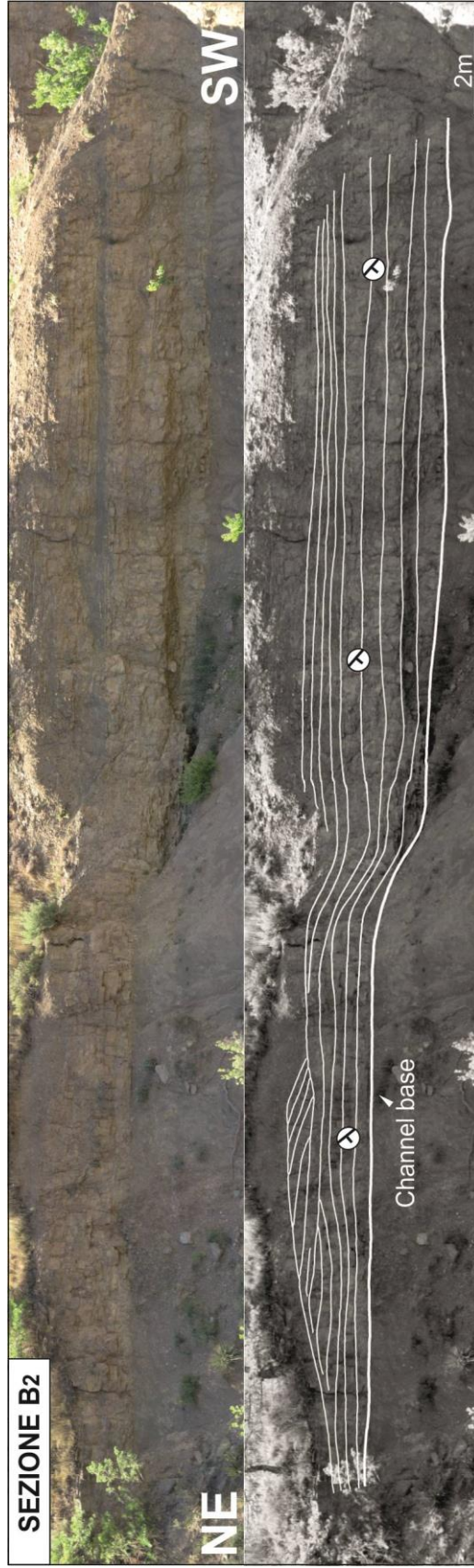
Le misure di immersione degli strati e di direzione delle paleocorrenti sono state integrate con log sedimentologici e con le interpretazioni dei fotomosaici ad alta risoluzione degli affioramenti in modo da comporre quattro principali sezioni, qui nominate: A - B₁ - B₂ - C (Fig. 3.4).

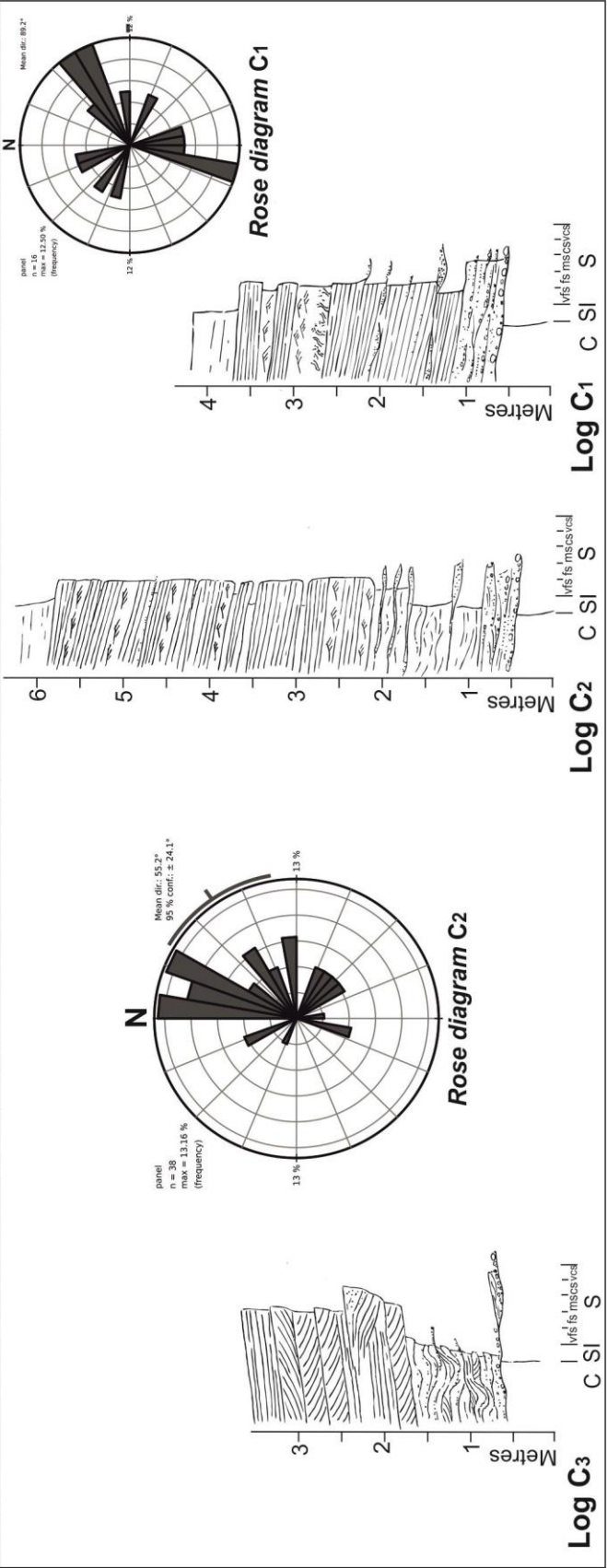
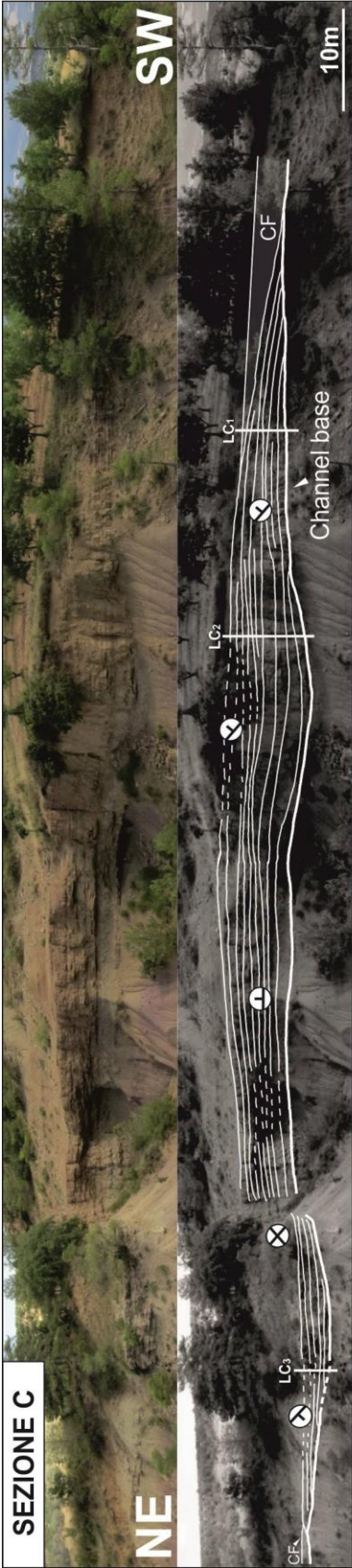
Fig. 3.4 – Di seguito: mappa del posizionamento delle sezioni nello spazio e legenda; Sezioni. Per ogni Sezione è presente il fotomosaico a colori, l'interpretazione di tale fotomosaico attraverso il tracciamento dell'andamento degli strati (e rispettive direzioni di immersione), la posizione dei log sedimentologici e loro rappresentazione, l'eventuale presenza di sedimenti di *channel fill*, la direzione delle paleocorrenti mediante l'utilizzo di *Rose diagrams*.











Le misure di immersione degli strati hanno messo in evidenza variazioni significative tra le diverse sezioni. Nella sezione A si ha una tendenza di immersione prevalente verso SE con inclinazioni di 20° nella porzione est dell'affioramento (a destra nella Fig. 3.4, sezione A), e SW con inclinazione di 10° circa nella porzione ovest (a sinistra nella sezione A, Fig. 3.4). Nella sezione B invece si nota un netto contrasto tra la porzione meridionale, dove gli strati immergono verso S con inclinazioni comprese tra 20° e 10° (a destra nella sezione B₁, Fig. 3.4) e la porzione settentrionale dove immergono prevalentemente verso N-NE con inclinazioni di 5° (a sinistra nella sezione B₁, Fig. 3.4, e lungo la totalità della sezione B₂, Fig. 3.4). Le due differenti direzioni di immersione degli strati sono separati da una chiara superficie di riorganizzazione della barra evidenziata nella sezione B₁ (Fig. 3.4). Infine nella sezione C è riscontrabile un cambio di pendenza tra gli strati posti a sud-ovest aventi immersione verso SW e inclinazioni di 15° (a destra nella sezione C, Fig. 3.4) e gli strati a nord-est aventi immersione verso NE e inclinazione prossima ai 5° (a sinistra nella sezione C, Fig. 3.4).

Dall'interpretazione dei fotomosaici degli affioramenti è possibile evidenziare la sub-orizzontalità della base chiaramente erosiva dei corpi studiati, interpretata come la superficie di fondo canale. L'andamento di tale base, unita all'inclinazione degli strati soprastanti, mette in risalto una geometria a domo (*mound*) tipica dei corpi di barra, caratterizzata da spessori massimi del deposito in corrispondenza dell'asse mediano della barra stessa e da spessori decrescenti verso i bordi del canale. In tutte le Sezioni è possibile notare come l'inclinazione e la diminuzione di spessore degli strati lasci intuire una chiusura (*pinchout*) di questi ultimi nelle porzioni non affioranti dell'area. Sono inoltre ben visibili nella Sezione A e nella Sezione C diverse superfici caratteristiche di *downlap* che testimoniano l'effettiva chiusura degli strati.

Dallo studio delle immersioni degli strati è quindi possibile identificare due domi, il primo rappresentato nelle Sezioni A, B₁ e B₂, ed il secondo interamente compreso nella Sezione C. I due domi risultano essere separati da un deposito

fangoso (Fig. 3.4 Sezione C) interpretato come il riempimento del canale (*channel fill*) che ha dato origine alle *pointbar* in questione.

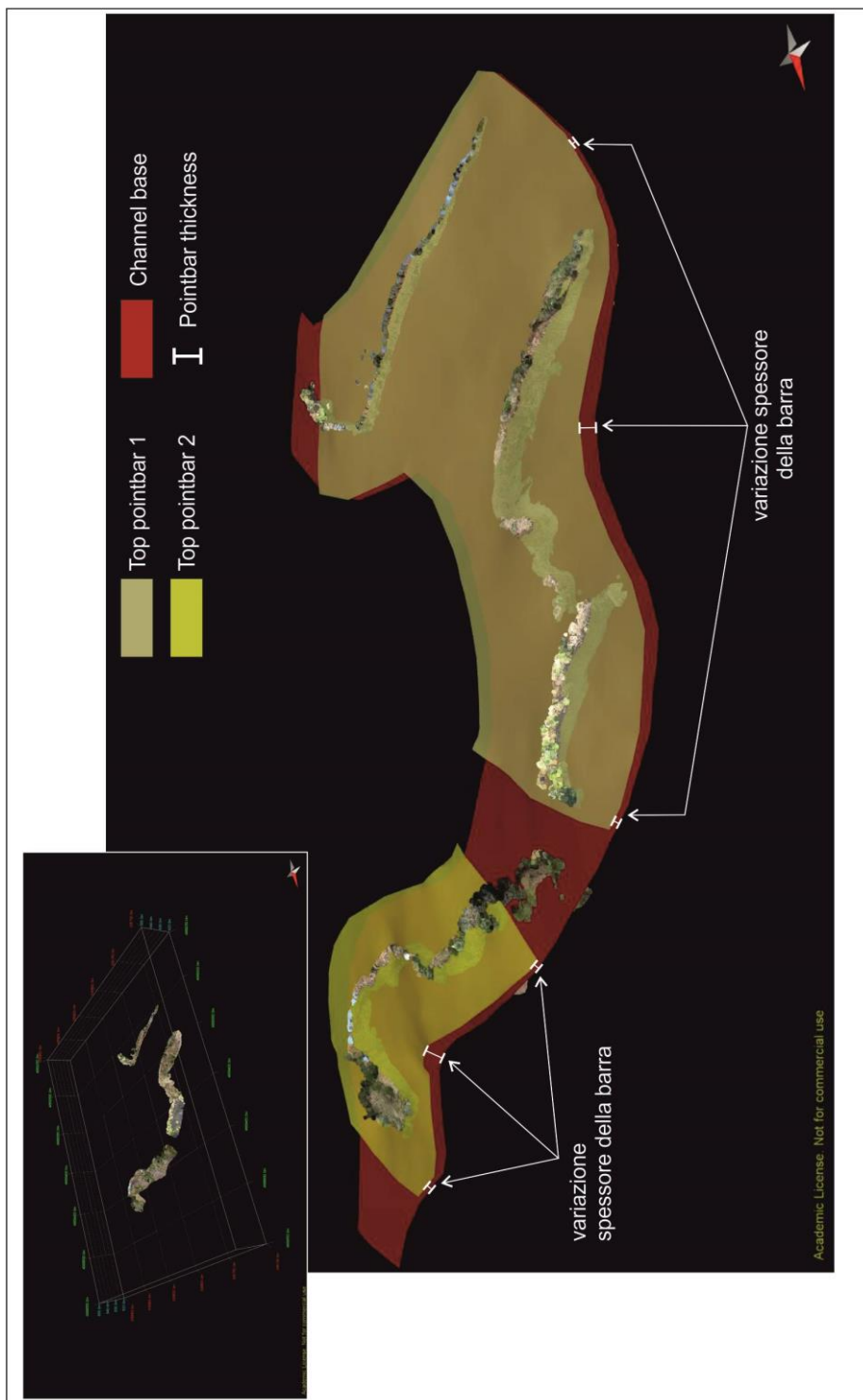


Fig.3.5 – Interpretazione del modello tridimensionale attraverso l’aggiunta di

superfici di interpolazione evidenziando l'andamento della base del canale e dei top delle due barre.

La creazione di un modello tridimensionale attraverso l'utilizzo del software Agisoft e la sua elaborazione per mezzo del software Move (2014) ha permesso di mettere in evidenza le caratteristiche della zona in studio descritte precedentemente, rendendo le geometrie caratteristiche dell'affioramento di più immediata comprensione.

Dalla figura 3.5 emerge chiaramente la sub-orizzontalità della base del canale (superficie rossa) e la geometria a cupola dei due corpi di barra (superfici gialle), che presentano massimi spessori in corrispondenza delle porzioni centrali e tendono a diminuire tali valori nelle porzioni periferiche, fino al raggiungimento della totale chiusura dei suddetti corpi.

Nella figura 3.7 (paragrafo 3.4) è stata tracciata un'interpretazione schematica semplificata dell'affioramento, nella quale sono state indicate le direzioni delle principali paleocorrenti misurate.

3.3.3 Paleocorrenti

Nella Sezione A la principale direzione di flusso misurata è orientata verso W, con una componente NW significativa (*Rose diagram* A₁ e A₂ Fig. 3.4). Nelle Sezioni B₁ e B₂ l'andamento generale delle paleocorrenti ha direzione SW (*Rose diagram* B Fig. 3.4) Nella porzione orientale della Sezione C (a destra nell'immagine) le paleocorrenti mostrano una chiara bidirezionalità del flusso, con due componenti principali orientate rispettivamente a NE e a SW (*Rose diagram* C₁ Fig. 3.4). Nella porzione occidentale della stessa zona (a sinistra nell'immagine) le paleocorrenti risultano essere maggiormente disperse, con una direzione principale orientata verso NE (*Rose diagram* C₂ Fig. 3.4).

Ad eccezione della porzione nord-orientale della Sezione C le paleocorrenti principali risultano quindi essere orientate tangenzialmente al bordo del canale.

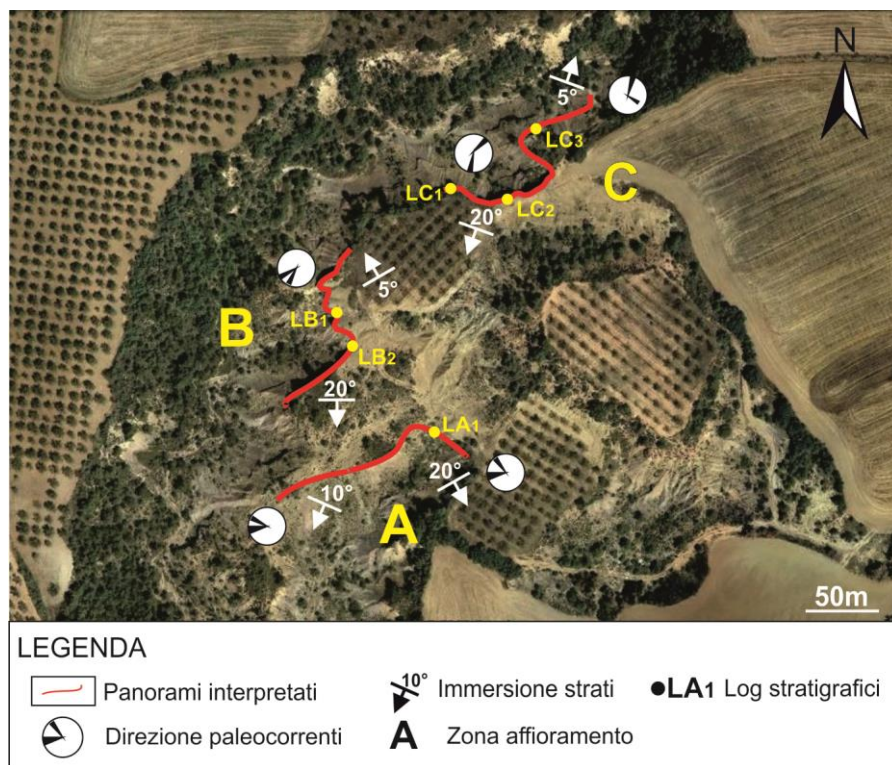


Fig. 3.6 – Riassunto schematizzato dei dati di immersione degli strati, di direzione delle paleocorrenti e localizzazione dei log sedimentologici.

3.4 Discussione

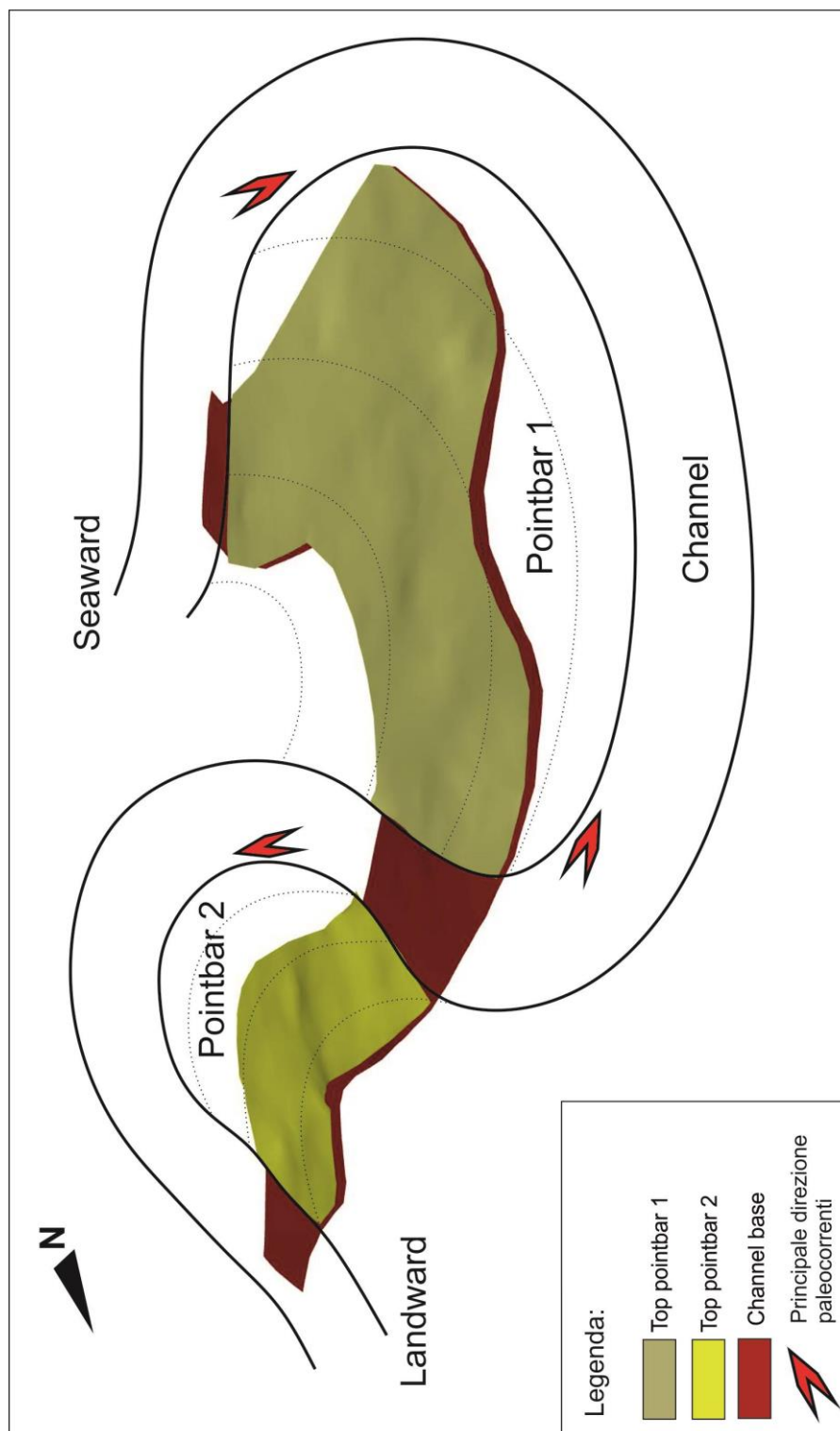


Fig. 3.7 – Interpretazione schematizzata dell'area in studio mediante l'utilizzo del modello tridimensionale.

3.4.1 Morfologia del canale

Nell'area in studio è stato identificato un canale i cui sedimenti fangosi di riempimento affiorano nella porzione compresa tra la Sezione B₂ e la Sezione C (raffigurati in Sezione C). La stessa tipologia di deposito è stata inoltre riscontrata nella porzione nord-orientale della Sezione C e ai margini della Sezione A, nella zona orientale (non raffigurata nell'immagine). Dalla struttura delle *pointbar* riconosciute è stato possibile tracciare un andamento meandriforme del canale con direzione N-S. La posizione del margine del bacino e della linea di costa, stabilita attraverso dati di letteratura, ha permesso di discriminare il lato rivolto verso mare ed il lato rivolto verso terra delle barre (e pertanto le direzioni delle correnti di *flood* ed *ebb*). In particolare è stato possibile stabilire una direzione generale verso N per la corrente di *flood* ed una direzione generale verso S per la corrente di *ebb*.

3.4.2 Architetture deposizionali e paleocorrenti

L'analisi dell'affioramento attraverso lo studio dell'immersione degli strati, dei log sedimentologici e dell'interpretazione dei panorami ha permesso di identificare due domi (*mound*) la cui orientazione è chiaramente visibile dal modello tridimensionale generato grazie all'utilizzo del software Agisoft (Fig. 3.5). Il domo meridionale, avente dimensioni maggiori, ha un asse mediano avente trend E-W ed è situato alla sinistra idrografica del canale. Il domo settentrionale, di dimensioni minori, è caratterizzato da un asse orientato NW-SE ed è collocato alla destra idrografica.

Entrambi i domi presentano una suddivisione evidente tra la porzione basale e quella sommitale. La prima è caratterizzata dalla presenza di un trend verticale *fining upward*, la seconda presenta invece un trend *coarsening upward*.

Il confronto tra l'andamento delle paleocorrenti e l'orientazione del canale ha permesso di comprendere le dinamiche di trasporto e deposizione del sedimento che regolano la genesi delle *pointbar* in questione.

In particolare nel domo meridionale sul lato rivolto verso mare (Sud) le paleocorrenti misurate hanno un andamento principale diretto verso W, tangenziale quindi al bordo del canale con una componente incidente alla barra (NW) (Fig. 3.7). Nel lato verso terra (Nord) le paleocorrenti hanno direzione prevalente verso SW concorde con la sponda del canale, rappresentando quindi un caso speculare rispetto al precedente (Fig. 3.7). Lo stesso andamento tangenziale delle correnti con componente convergente in direzione della barra è riscontrabile nel domo settentrionale sul lato verso mare (S), caratterizzato da paleoflussi orientati verso NE (Fig. 3.7) Nella porzione verso terra di questo domo i dati di paleocorrenti ottenuti hanno mostrato invece una dispersione eccessiva e sono stati quindi considerati inconsistenti.

E' quindi evidente che le correnti dominanti registrate nei sedimenti grossolani posti a tetto barra, rappresentanti il trend verticale *coarsening upward*, abbiano registrato unicamente il flusso diretto delle correnti di *flood* sul lato rivolto verso mare e di *ebb* sul lato rivolto verso terra, aventi un andamento tangenziale alla barra privo di componente trasversale. La tipica corrente secondaria che caratterizza i meandri, generata dalla deviazione del flusso da parte del *bend*, risulta quindi essere subordinata, ed il suo apporto alla ridistribuzione dei sedimenti al tetto della barra poco importante. La porzione basale della *pointbar* non ha permesso la misurazione di paleocorrenti a causa della natura fangosa del sedimento e dell'intensa deformazione causata dall'importante diffusione di impronte di dinosauro.

4. Discussione

4.1 Comparazione con modelli di meandri fluviali

Lo studio del caso moderno (Laguna di Venezia, Italia) e del caso fossile (Trempe, Spagna) ha messo in evidenza caratteristiche peculiari delle *pointbar* tidali non riconducibili al classico modello deposizionale (Barwis and Heyes, 1979). Tali modelli, basati principalmente sullo studio di *pointbar* fluviali, in passato sono stati spesso utilizzati per descrivere contesti affetti da flussi bidirezionali, operando un'eccessiva semplificazione che ha prodotto ambiguità ed errori nell'interpretazione dei contesti tidali.

Il modello di genesi di una *pointbar* fluviale attribuisce la redistribuzione del sedimento al flusso elicoidale caratterizzato da una consistente componente trasversale che si genera a seguito della deviazione della corrente da parte del meandro. In particolare tale flusso agisce sul lato sottocorrente della barra trasportando il sedimento grossolano del *thalweg* verso il tetto della barra in direzione trasversale rispetto all'andamento del canale (Hughes, 2012; Fagherazzi et al., 2004). La progressiva diminuzione di energia del flusso verso il tetto barra provoca la deposizione del sedimento più grossolano alla base e del sedimento più fine alla sommità, dando origine al classico trend verticale *fining upward* caratterizzante questo tipo di barre (Dalrymple and Choi, 2007; Thomas et al. 1987).

Nei casi in studio le evidenze hanno messo in luce una dinamica di evoluzione della barra di meandro tidale più complessa. In particolare è stato dimostrato come il flusso responsabile della redistribuzione del sedimento agisce sul lato sopracorrente della barra. A differenza dei meandri fluviali, questo flusso è privo di componente trasversale ed agisce provocando l'accumulo di sedimenti grossolani a tetto barra con formazione di un trend verticale *coarsening upward*. La classica corrente secondaria risulta invece essere subordinata ed è responsabile della redistribuzione del sedimento alla base della barra.

Essendo il flusso bidirezionale, l'alternanza delle due fasi di marea permetterà di creare due situazione speculari su entrambi i lati della barra, generando così caratteristiche omogenee su tutta l'estensione della barra stessa.

4.2 Modello deposizionale di una *pointbar* tidale

Le evidenze risultanti da questo studio permettono di definire alcuni tratti essenziali per un modello di facies relativo a *pointbar* tidali.

La base della barra è rappresentata da una superficie erosiva rappresentante il fondo del canale responsabile della formazione della barra stessa. Come evidenziato dal modello tridimensionale delle *pointbar* fossili di Tresp e dai transetti relativi alla *pointbar* moderna della Laguna di Venezia la profondità di questa base si mantiene all'incirca costante dando origine ad una superficie sub-orizzontale.

I depositi di *channel lag* che poggiano sopra alla superficie erosiva rappresentano i sedimenti più grossolani dell'intero corpo di barra. Sono caratterizzati da diffuse condizioni di *bypass* che sfavoriscono la formazione di strutture sedimentarie e dall'abbondanza di *mudclast* generati dall'erosione delle sponde fangose del canale da parte di eventi di turbolenza della corrente. La presenza di gusci e frammenti centimetrici di gusci di molluschi salmastri, molto frequenti nel caso moderno, non può essere considerata un parametro costante a causa della loro assenza nelle *pointbar* localizzate nella Lower Red Unit. L'eventuale presenza o assenza di questi organismi può essere quindi associata a diversi tassi di sedimentazione in grado di promuovere o sfavorire il loro sviluppo.

I depositi rappresentanti il corpo centrale della barra sono suddivisibili verticalmente in due unità distinte in funzione delle caratteristiche peculiari osservate in entrambi i casi in studio. La prima unità è composta da un trend verticale *fining upward* la cui formazione rispecchia i processi agenti in un meandro fluviale (Hughes, 2012). In particolare essa è generata da flusso

elicoidale a componente trasversale che si sviluppa sul lato sottocorrente della *pointbar* la cui energia tende a diminuire risalendo verso la sommità della barra stessa. La seconda unità è invece caratterizzata dalla presenza di un trend verticale *coarsening upward* generato dall'accumulo di sedimento grossolano a tetto barra da parte di un flusso privo di componente trasversale che agisce sul lato sopracorrente. Questo flusso, il cui movimento tangenziale alla barra è stato ben evidenziato dai dati di ACDP del caso moderno, rappresenta la corrente dominante responsabile della redistribuzione dei sedimenti. Ciò implica che la costruzione della *pointbar* per accumulo dei sedimenti avviene principalmente durante la fase di *flood* sul lato esposto verso mare della barra e durante la fase di *ebb* sul lato esposto verso terra.

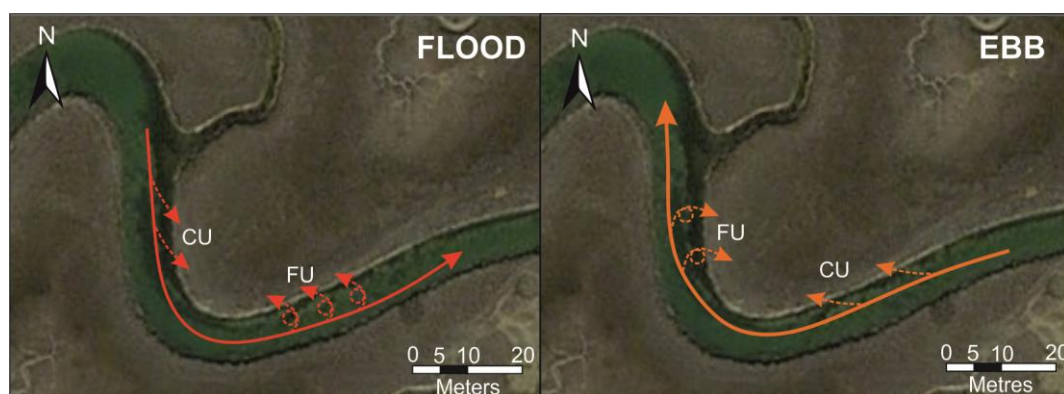


Fig. 4.1 – Rappresentazione grafica del contesto idrodinamico caratterizzante un meandro tidale e distribuzione dei trend granulometrici della *pointbar* ad esso associato.

Entrambe le unità sono caratterizzate dalla presenza di IHS, oltre che da strutture sedimentarie quali PPS, RCL e TCS, la cui abbondanza è strettamente legata all'intensità della bioturbazione caratterizzante la barra. Come osservato nel caso fossile, tali strutture risultano essere per la maggior parte orientate nella direzione del flusso tangenziale alla barra, fatto che avvalorava la tesi di predominanza di tale corrente nei processi di redistribuzione del sedimento.

Le misure di ACDP effettuate sul canale moderno hanno inoltre evidenziato una zona “d’ombra” caratterizzata da valori minimi di velocità di flusso in corrispondenza dell’apice della barra legati alla deviazione della corrente sia in fase di *flood* che in fase di *ebb*. Tale zona risulta essere associata a sedimenti a granulometria inferiore rispetto alle porzioni circostanti a causa della predominanza del processo di decantazione (*fallout*).

Infine il caso moderno ha messo in evidenza la presenza di una componente aggradazionale nel movimento di migrazione della *pointbar* verso mare legato ad un assottigliamento dei depositi di barena verso il margine del canale. Questo processo è poco noto in ambiente fluviale, ed è strettamente legato alla continua accrezione delle zone di barena in grado di equilibrare l’innalzamento del livello medio del mare attraverso l’apporto clastico e la deposizione di detrito vegetale prodotto in loco (Brivio et al., 2016).

5. Conclusioni

Il seguente lavoro di analisi morfodinamica e sedimentologica effettuato su una barra di meandro tidale situata nella porzione settentrionale della Laguna di Venezia, unito allo studio di un caso fossile rappresentato da sedimenti cretacei affioranti nella zona di Tresp (Spagna), ha permesso di trarre le seguenti conclusioni:

1. Il meandro tidale della Laguna di Venezia migra con un movimento di tipo espansionale in grado di mantenere costante l'orientazione del suo asse mediano e di variare di poco la propria morfologia. Il tasso di migrazione risulta essere di circa 10 centimetri annui, lievemente inferiore a quello misurato per i meandri sviluppatisi in contesti simili.
2. I sedimenti cretacei affioranti a nord dell'abitato di Basturs, nel Bacino di Tresp, rappresentano due barre di meandro tidale adiacenti, separate da depositi fangosi rappresentanti il riempimento del canale responsabile della loro formazione.
3. La migrazione delle *pointbar* tidali è dovuta all'erosione di sedimento sulla sponda esterna del canale e alla conseguente rideposizione dello stesso sulla sponda interna. La deposizione del sedimento è principalmente imputata al flusso privo di componente trasversale che agisce sopracorrente tangenzialmente alla sponda del canale su entrambi i lati della barra (durante la fase di *flood* sul lato verso mare e durante la fase di *ebb* sul lato verso terra), responsabile dell'accumulo di sedimenti grossolani a tetto barra in grado di generare un trend *coarsening upward*. Il flusso elicoidale agente sottocorrente (durante la fase di *flood* sul lato verso terra e durante la fase di *ebb* sul lato verso mare) è responsabile della

formazione del trend *fining upward* basale secondo il classico schema di costruzione di una *pointbar*, oltre all'erosione della sponda esterna del meandro.

4. In corrispondenza dell'apice della barra si ha la formazione di una zona "d'ombra" nelle velocità di flusso associata ad un aumento del processo di *fallout* e alla conseguente diminuzione della granulometria del sedimento.
5. Al movimento di migrazione della barra è associata una componente aggradazionale associata a processi di accrezione delle porzioni di barena, con conseguente aumento della sezione idraulica del canale.

Bibliografía

- Adams P (1997) Absence of creeks and pans in temperate Australian salt marshes. *Mangroves Salt Marshes* 1:239–241.
- Ainsworth, R. B., and Walker, R. G. (1994), Control of estuarine valley-fill deposition by fluctuations of relative sea-level, Cretaceous Bearpaw–Horseshoe Canyon transition, Drumheller, Alberta, Canada, *in* Dalrymple, R.W., Boyd, R., and Zaitlin, B.A., eds., *Incised Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences: SEPM, Special Publication* 51, p. 159–174.
- Allen, J.R.L. (1982). *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis* (Vol. II). Amsterdam: Elsevier Science Publishers, 94-100.
- Barwis, J.H., Hayes, M.O. (1979) Regional patterns of modern barrier island and tidal inlet deposits as applied to paleoenvironmental studies. In: Ferm JC, Horne JC, Weisenfluh GA, Staub JR (eds) Carboniferous depositional environments in the Appalachian region. Univ So Carol, Dep Geol, Carol Coal Group, Columbia, pp 472–498.
- Bridges, P. H., Leeder, M. R. (1976). Sedimentary model for intertidal mudflat channels, with examples from the Solway Firth, Scotland. *Sedimentology*, 23, 533-552.
- Brivio, L., Ghinassi, M., D’Alpaos, A., Finotello, A., Fontana, A., Roner, M., Howes, N. (2016). Aggradation and lateral migration shaping geometry of a tidal point bar: an example from salt marshes of the Northern Venice Lagoon (Italy), *Sedimentary Geology*, 343 (2016) 141–155.
- Charlton, R. (2007). *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Routledge, 80-92, 137-150.
- 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>.
- Costa, E., Garcés, M., López-Blanco, M., Beamund, E., Gómez-Paccard, M., & Cruz-Larrasoña, J. (2010). Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain): magnetochronological constraints. *Basin Research*, 22, 904e917.

- D'Alpaos, A., Carniello, L., Rinaldo, A. (2013). Statistical mechanics of wind wave-induced erosion in shallow tidal basins: Inferences from the Venice Lagoon. *Geophysical Research Letters* 40, doi:10.1002/grl.50666.
- 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., 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.
- De Mowbray, T. (1983). The genesis of lateral accretion deposits in recent intertidal mudflat channels, Solway Firth, Scotland. *Sedimentology*, 30, 425-435.
- Díez-Canseco, D., Arz, J. A., Benito, M. I., Díaz-Molina, M., & Arenillas, I. (2014). Tidal influence in redbeds: A palaeoenvironmental and biostratigraphic reconstruction of the Lower Tresp formation (South-Central Pyrenees, Spain) around the Cretaceous/Paleogene boundary. *Sedimentary Geology*, 312, 31e49.
- Eisma D (1998) Intertidal deposits: river mouths tidal flats & coastal lagoons. CRC Press, New York
- 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:10.1002/esp.1016.
- Feist, M., & Colombo, F. (1983). La limite Crétacé-Tertiaire dans le nord-est de l'Espagne, du point de vue des Charophytes. *Géologie Méditerranéenne*, 10, 303e326.
- 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.
- Fontana, A., Mozzi, P., Marchetti, M., 2014. Alluvial fans and megafans along the southern side of the Alps. *Sedimentary Geology*, 301, 150-171.
- Gabet E.J. (1998). Lateral migration and bank erosion in a salt marsh tidal channel in San Francisco Bay, California. *Estuaries* 4B:745–753.

- Garofalo D (1980) The influence of wetland vegetation on tidal stream migration and morphology. *Estuaries* 3:258–270.
- Gómez-Grass, D., Roigé, M., Fondevilla, V., Oms, O., Boya, S., Remacha, E. (2015). Provenance constraints on the Tremp Formation paleogeography (southern Pyrenees): Ebro Massif VS Pyrenees sources, *Cretaceous Research*, 57 (2016) 414e427.
- Hibma A, Stive MJF, Wang ZB (2004a) Estuarine morphodynamics. *Coast Eng* 51:765–778.
- Hibma A, Schuttelaars HM, de Vriend HJ (2004b) Initial formation and long-term evolution of channel-shoal patterns. *Cont Shelf Res* 24:1637–1650.
- 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.
- Howard A.D. (1996). Modelling channel evolution and floodplain morphology. In: Anderson MG, Walling DE, Bates PD (eds) *Floodplain processes*. Wiley, Chichester.
- 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. W. Dalrymple, *Principles of Tidal Sedimentology* (p. 269-300). Springer.
- Johnson S. M., Dashtgard S. E., (2014). Inclined heterolithic stratification in a mixed tidal–fluvial channel: differentiating tidal versus fluvial controls on sedimentation. *Sedimentary Geology*, 301 (2014) 41–53.
- Kent, D.V., Rio, D., Massari, F., Kukla, G., Lanci, L. (2002). Emergence of Venice in the Pleistocene. *Quaternary Science Reviews* 21, 1719-1727.
- Leopold LB, Wolman MG (1960) River meanders 1. *Geol Soc Am Bull* 71:769–793.
- Leymerie, A. (1862). Aperçu géognostique des Petites Pyrénées et particulièrement de la montagne d'Ausseing. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 19, 1091e1096.

- López-Martínez, N., Canudo, J. I., Ardévol, L., Pereda-Suberbiola, X., Orue-Etxebarria, X., Cuenca-Bescós, G., et al. (2001). New dinosaur sites correlated with Upper Maastrichtian pelagic deposits in the Spanish Pyrenees: implications for the dinosaur extinction pattern in Europe. *Cretaceous Research*, 22, 41e61.
- Marani, M., Lanzoni, S., Zandolin, D., Seminara, G., Rinaldo, A. (2002). Tidal meanders. *Water Resour. Res.*, 38(11). doi:10.1029/2001WR000404
- Marmi, J., Blanco, A., Fondevilla, V., Dalla Vecchia, F.M., Sellés, A.G., Vicente, A., Martín-Closas, C., Oms, O., Galobart, Á. (2016). The Molí del Baró-1 site, a diverse fossil assemblage from the uppermost Maastrichtian of the southern Pyrenees (north-eastern Iberia), *Cretaceous Research*, 57 (2016) 519e539.
- Marmi, J., Oms, O., Vila, B., Galobart, Á., Estrada, R., Dinarés-Turrel, J. (2014). Reconstructing the terrestrial end-Cretaceous paleoenvironments in Europe (Tresp, 2014). Institut Català de Paleontologia Miquel Crusafont, Sabadell.
- Massari, F., Grandesso, P., Stefani, C., Jobstraibizer, P.G., 2009. A small polyhistory foreland basin evolving in a context of oblique convergence: the Venetian basin (Chattian to Recent, Southern Alps, Italy). In: Allen, P.A., Homewood, P. (Eds.), *Foreland basins*. Blackwell Scientific, Oxford, pp. 141-168.
- Massari, F., Rio, D., Barbero, R.S., Asioli, A., Capraro, L., Fornaciari, E., Vergerio, P.P. (2004). The environment of Venice area in the past two million years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 202(3), 273-308.
- Mey, P. H. W., Nagtegaal, P. J. C., Roberti, K. J. A., & Hartelvelt, J. J. A. (1968). Lithostratigraphic sub-division of posthercynian deposits in the south central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41, 221e228.
- Muñoz, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced section. In K. R. McClay (Ed.), *Thrust tectonics* (pp. 235e246). London: Chapman and Hall.
- Myrick, R.M., Leopold, L.B. (1963). Hydraulic geometry of a small tidal estuary. U.S. Geological Survey Professional Paper 422-B (18 pp.).
- Oms, O., Fondevila, V., Riera, V., Marmi, J., Vicens, E., Estrada, R., Anadón, P., Vila, B., Galobart, Á. (2015). Transitional environments of the lower

Maastrichtian South-Pyrenean Basin (Catalonia, Spain): The Fumanya Member tidal flat, *Cretaceous Research*, xxx (2015) 1e15.

Pearson NJ, Gingras MK (2006) An ichnological and sedimentological facies model for muddy point-bar deposits. *J Sed Res* 76:771–782.

Pethick JS (1992) Salt marsh geomorphology. In: Allen JRL, Pye K (eds) *Salt marshes: morphodynamics conservation and engineering significance*. Cambridge University Press, Cambridge.

Pethick JS (1969) Drainage in tidal marshes. In: Steers JA (ed) *The coastline of England and Wales*, 2nd edn. Cambridge University Press, Cambridge.

Pillsbury, G.B. (1939). Tidal hydraulics. U.S. Army Corps of Engineers, Professional Paper 34 (281 pp.).

Rahmani, R. A. (1988), Estuarine tidal channel and nearshore sedimentation of a late Cretaceous epicontinental sea, Drumheller, Alberta, Canada, *in* de Boer, P.L., van Gelder, A., and Nio, S.D., eds., *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*: Dordrecht, The Netherlands, Reidel Publishing Company, p. 433–471.

Redfield AC (1972) Development of a New England salt marsh. *Ecol Mono* 42:201–237

Riera, V., Oms, O., Gaete, R., & Galobart, A. (2009). The end-Cretaceous dinosaur succession in Europe: the Tremp Basin record (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 283, 160e171.

Rosell, J., Linares, R., & Llompart, C. (2001). El “Garumniense” prepirenaico. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14(1e2), 47e56.

Seminara G (2006) Meanders. *J Fluid Mech* 554:271–297

Smith, D. G. (1988), Modern point bar deposits analogous to the Athabasca Oil Sands, Alberta, Canada, *in* de Boer, P.L., van Gelder, A., and Nio, S.D., eds., *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*: Dordrecht, The Netherlands, Reidel Publishing Company, p. 417–432.

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

Temmerman S, Bouma TJ, Van de Koppel J, Van der Wal D, De Vries MB, Herman PMJ (2007) Vegetation causes channel erosion in a tidal landscape. *Geology* 35:631–634.

- 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.
- van Proosdij D, Baker G (2007) Intertidal morphodynamics of the Avon River estuary. Final Report submitted to Nova Scotia Department of Transportation and Public Works. <http://www.gov.ns.ca/tran/highways/Hwy101twinningWindsor.asp>
- Vila, B., Oms, O., Fondevilla, V., Gaete, R., Galobart, Á., Reira, V., Canudo, J.I. (2016). The Latest Succession of Dinosaur Tracksites in Europe: Hadrosaur Ichnology, Track Production and Palaeoenvironments, PLoS ONE 8(9): e72579. doi:10.1371/journal.pone.0072579.
- Vila, B., Galobart, Á., Canudo, J., Le Loeuff, J., Dinar_es-Turell, J., Riera, V., et al. (2012). The diversity of sauropods and their first taxonomic succession from the latest Cretaceous of southwestern Europe: clues to demise and extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 350e352, 19e38. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.06.008>.
- 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.