



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

SCUOLA DI SCIENZE
Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE
IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**CORRELAZIONE TRA ARCHITETTURA
DEPOSIZIONALE 3D ED EVOLUZIONE
MORFODINAMICA DI MEANDRI TIDALI:
UN ESEMPIO DAL SOTTOSUOLO DELLA
LAGUNA DI VENEZIA (ITALIA)**

Relatore: Prof. Massimiliano Ghinassi
Correlatori: Prof. Andrea D'Alpaos
Dott.ssa Sandra Donnici
Dott.ssa Fantina Madricardo

Laureando: Elena Bellizia

ANNO ACCADEMICO 2017/2018

*A Voi che mi sostenete ogni giorno.
A Te che sei il mio futuro.*

Indice

Riassunto	
Abstract	
Introduzione	
1. Inquadramento Geologico	1
1.1 La Laguna di Venezia.....	1
1.2 L'area di studio.....	5
2. Metodi e Terminologia.....	9
2.1 Dati geofisici	9
2.2 Realizzazione del modello 3D.....	12
2.3 Dati di sondaggio.....	17
2.4 Terminologia	19
3. Risultati	21
3.1 Elementi architettonici 2D	21
3.2 Modello 3D.....	37
3.3 Dati di sondaggio.....	48
4. Discussione.....	57
4.1 Evoluzione Morfodinamica	57
4.2 Implicazioni per l'evoluzione deposizionale di meandri tidali	61
4.2.1 Configurazione del canale tidale antecedente l'inizio della fase di accumulo dei corpi di barra	63
4.2.2 Variazioni di spessore del corpo di barra	63
4.2.3 Variazioni nelle dinamiche di migrazione delle diverse barre.....	65
4.2.4 Rapporto tra aggradazione ed accrezione laterale nei corpi di barra del canale di chute.....	68
5. Conclusioni.....	71
Ringraziamenti	73
Bibliografia.....	75

Riassunto

I depositi prodotti dall'evoluzione morfodinamica di canali fluviali meandriiformi sono oggi un argomento largamente studiato, soprattutto per la loro distribuzione in pianure alluvionali e costiere densamente popolate, e per le caratteristiche di tali depositi in termini di riserve di idrocarburi e di acqua. Una quantità inferiore di informazioni sono, invece, disponibili in merito allo sviluppo di canali meandriiformi di origine tidale. La Laguna di Venezia si presenta, in tale contesto, come un ottimo ambiente dove poter comprendere le dinamiche di canali meandriiformi tidali e compararle con quelle che caratterizzano quelli fluviali. Attraverso l'utilizzo di dati geofisici e carotaggi precedentemente raccolti nella porzione settentrionale della Laguna, questo lavoro di tesi ha permesso di investigare un paleocanale meandriiforme di origine tidale ed i relativi depositi di point bar.

Tramite la costruzione di un dettagliato modello 3D e la sua integrazione con dati di sondaggio, è stato così possibile analizzare le geometrie deposizionali di tre point bars derivanti dall'accrezione laterale dei rispettivi meandri. Solo una di queste barre è risultata interamente visibile nell'area in esame. Tale barra presenta una peculiare crescita morfodinamica, caratterizzata da un marcato aumento del raggio di curvatura a partire da una prima morfologia a cuspidale. Inoltre, lo studio dei depositi appartenenti a canali minori (e.g. canali di tipo chute) ha permesso di valutare gli effetti del rapporto tra tasso di migrazione laterale ed aggradazione verticale sulle geometrie deposizionali.

Questo lavoro, ha pertanto permesso di identificare caratteri distintivi delle architetture stratali di point bars tidali, fornendo utili elementi per la loro identificazione nel record fossile.

Abstract

Depositional products of fluvial meandering channels are largely investigated, because of their widespread distribution in densely populated alluvial and coastal plains and their sedimentological characteristics as hydrocarbon or water reservoirs. Although their importance in the exchanges with open marine water bodies, meandering tidal channels are relatively unexplored, and their sedimentological features are commonly investigated on the basis of facies models built up for their fluvial counterparts. The Venice Lagoon represents an excellent environment where it's possible to deepen our knowledge on morphodynamics of meandering tidal channels. Through integration between high-resolution geophysical and core data collected in the northern part of the Venice Lagoon, this thesis focused on a detailed reconstruction of a meandering tidal paleochannel, and aims to depict its morphodynamic evolution. This work allowed to build up a high-resolution architectural 3D model, and to analyse the depositional geometries of three main tidal point bars. Only one of these three bars is entirely visible. This bar is characterized by a peculiar planform evolution, with a dramatically increase in the radius of curvature starting from an initial cusped geometry. Additionally, the study of some minor channels (e.g. chute channels) allowed to depict stratal geometries arising from the interaction between rates of lateral migration and vertical accretion. This work allowed to understand distinctive features of tidal meanders, which can be used to detect the tidal origin of laterally accreting deposits in the fossil record.

Introduzione

Lo studio dei canali fluviali meandriiformi, della loro evoluzione spaziale e temporale e dei relativi prodotti sedimentari è uno degli argomenti più studiati nell'ambito della sedimentologia dei depositi clastici sia attuali che fossili (Allen, 1964; Visher, 1964; Allen, 1965; Allen, 1970; Bluck, 1971; Daniel, 1971; Visher, 1972; Brice, 1974; Jackson, 1976; Nanson & Page, 1983; Willis, 1989; Alexander, 1992; Bridge, 1993; Nicoll & Hickin, 2010; Smith et al., 2011; Ielpi & Ghinassi, 2014; Ghinassi et al., 2014). Nell'ultimo decennio il miglioramento della tecnologia ha fortemente contribuito agli studi di geomorfologia e sedimentologia fluviale attraverso l'utilizzo di immagini Lidar e satellitari, modellizzazione numerica, sismica 3D ed analisi architetture tridimensionali (Carter, 2003; Reijenstein et al., 2011; Hubbard et al., 2011; Fustic et al., 2012; Alqahtani et al., 2015). Questi studi hanno permesso, e permettono tuttora, di creare modelli di facies utili alla comprensione dei meccanismi sedimentari attivi nei sistemi fossili ed attuali. Lo studio dei depositi prodotti da sistemi fluviali meandriiformi ha, recentemente, subito un notevole incremento. Tale incremento è dovuto largamente al fatto che questo tipo di fiumi drenano comunemente aree di pianura densamente popolate ed ospitano gli acquiferi più superficiali. A tali fattori si aggiunge il fatto che molti di questi depositi ospitano notevoli quantità di idrocarburi (e.g. McMurray Formation, Crerar, 2007; Fustic, 2007; Hubbard et al., 2011; Nardin et al., 2013). Le principali unità sedimentarie associate alle dinamiche evolutive dei canali sinuosi sono rappresentate da barre note come "point bars" (Visher, 1964; Allen, 1970; Visher, 1972; Brice, 1974; Nanson, 1980). L'origine di queste barre è associata ad una peculiare conformazione che il flusso assume all'interno dei canali (Bhattacharyya et al., 2015). In questi, il sedimento eroso dal lato esterno del canale viene trasportato da una corrente elicoidale sul fianco interno di ogni singolo meandro, causando il progressivo spostamento laterale del canale stesso (Bagnold, 1960; Leopold et al., 1960; Hooke, 1975; Bathurst et al., 1977; Dietrich et al., 1979). Questo processo di

erosione e deposizione è comunemente molto complesso e comporta peculiari dinamiche evolutive delle anse di meandro (Ghinassi et al., 2014; Ghinassi et al., 2016). Recentemente, le analisi di esposizioni 3D (Pranter et al., 2007) ed affioramenti in pianta (Ielpi & Ghinassi, 2014; Ghinassi & Ielpi, 2015; Bhattacharyya et al., 2015) hanno permesso di associare le specifiche modalità di evoluzione in pianta dei meandri fluviali ai relativi prodotti sedimentari. I processi e le relative caratteristiche sedimentarie delle point bars non sono prerogativa dei sistemi fluviali, bensì anche di ambienti di canali tidali e torbiditici (Hughes, 2012; Janocko et al., 2013). Caratteristici delle zone costiere, i canali tidali sono la componente principale negli scambi d'acqua e di sedimento tra aree lagunari/estuarine protette ed il mare aperto. La sedimentologia di questi sistemi canalizzati è però comunemente approcciata applicando il concetto di bidirezionalità del flusso ai modelli di facies sviluppati per point bars fluviali. Esistono comunque differenze rilevanti dal punto di vista morfodinamico nonché sedimentologico tra depositi di barra associati ai meandri tidali e quelli associati a sistemi fluviali. In realtà, oltre al carattere bidirezionale del flusso, altre evidenze che permettono di identificare i depositi relativi ai meandri tidali rispetto a quelli relativi ai canali fluviali possono essere: (i) i canali tidali, al contrario della controparte fluviale, presentano depositi di fondo (*lag di fondocanale*) spesso contenenti discrete quantità di gusci di molluschi, i quali sono presenti anche all'interno delle point bars; (ii) la mobilitazione di sedimento avviene in tempi più regolari (ciclicità di marea) entro un range ben definito negli ambienti tidali (D'Alpaos et al., 2005); (iii) l'alternanza tra strati di sabbia e strati di materiale più fine (fango e silt) è tipica delle barre che si sviluppano in canali di marea (Thomas et al., 1987; Johnson & Dashtgard, 2014); (iv) le point bars tidali si presentano con una bioturbazione decisamente più marcata (Allen, 1982). Nonostante la mancanza di modelli di facies ben definiti, è stata condotta finora una scarsa quantità di studi sui sistemi dominati dall'azione delle maree rispetto a quelli fluviali (Brice, 1974; Jackson, 1976; Nanson, 1980; Allen, 1982; McClennen & Housley, 2006; Díez-Canseco et al., 2014; Donnici et al., 2017; Ghinassi et al.,

2017; Ghinassi et al., In Press). Per questo, i modelli di facies sviluppati per le point bars tidali non ne permettono un facile riconoscimento nel record fossile, come attestato dallo scarso numero di pubblicazioni in merito (Santos & Rossetti, 2006; Seminara, 2006).

Gli ambienti più indicati per lo studio di tali sistemi di barra-canale sono gli estuari e le lagune, queste ultime ben rappresentate dalla Laguna di Venezia (Rizzetto et al., 2009), dove è presente un'articolata rete di canali tidali attivi e relitti, alcuni dei quali si sono impostati anche su antiche aste fluviali (Tosi et al., 2009). Lo sviluppo di nuovi modelli di facies richiede peraltro un'attenta analisi delle caratteristiche deposizionali dei corpi di barra tidali in modo da comprenderne a pieno i meccanismi che li generano. Prima di arrivare alla creazione di un modello architettonico è necessario, pertanto, passare per lo studio approfondito dell'evoluzione di un sistema dominato dall'azione di marea, in modo da poter conoscere ed esaminare quali processi idrodinamici e quali costrizioni geologico-ambientali lo influenzano maggiormente. Questo significa prendere in considerazione sia l'evoluzione planimetrica dei corpi di canale e di barra, sia quella dei canali minori, come quelli che causano fenomeni di tagli di meandro. Perciò, per la creazione di un modello sedimentologico-architettonico tidale che possa essere comparabile con quelli fluviali già esistenti è necessario effettuare una dettagliata ricostruzione evolutiva del sistema stesso, soffermandosi sull'analisi delle componenti interne, quali le variazioni dell'andamento degli strati e lo sviluppo di fenomeni di taglio di meandro.

Questo lavoro di tesi si propone di studiare l'evoluzione nello spazio e nel tempo di un antico canale tidale della Laguna di Venezia, ponendo particolare attenzione alla formazione delle sue barre, alla morfologia del fondale, ai processi di cut-off ed alle caratteristiche indicative dell'ambiente tidale. Così facendo, si potrà comparare il modello di crescita architettonico a quello dei sistemi fluviali. L'area destinata a tali studi è conosciuta come Palude S. Caterina e si estende per una superficie di 1,15 Km² tra le isole di Burano e

Mazzorbo nella porzione più a nord della Laguna di Venezia (Fig. 2). I dati, ossia profili sismici derivanti dall'elaborazione di sondaggi acustici, sono stati precedentemente raccolti tra il 2003 e il 2006 nell'ambito del progetto ECHOS (Madricardo et al., 2007; Madricardo et al., 2012) condotto per scopi geologici e archeologici su più aree della laguna. Si tratta di indagini effettuate in acque estremamente basse, con profondità oscillanti dai 0,5 m ai 3 m a seconda della fase di marea e del tipo di fondale investigato (tidal flats o canali). A questi sono da aggiungere un numero modesto di carotaggi effettuati per il progetto ECHOS.

Questo lavoro si presenta perciò sia come approfondimento della stratigrafia e delle geometrie deposizionali dell'area in esame, sia come un'ulteriore analisi delle generali conoscenze delle geometrie deposizionali associate a depositi di point bars tidali.

1. Inquadramento Geologico

1.1 La Laguna di Venezia

Con una lunghezza di circa 50 km e una larghezza variabile lungo la sua estensione dagli 8 ai 14 km, la Laguna di Venezia occupa un'area totale di 550 Km², e presenta una forma oblunga ed arcuata orientata NE-SW (Tosi et al., 2009). È caratterizzata da un complesso sistema di barene intertidali naturali e non, e tidal flats, talvolta sommersi, drenati da una fitta rete di canali tidali sinuosi, anch'essi in certi casi artificiali. Gli scambi d'acqua col Mar Adriatico sono possibili grazie a tre aperture del litorale: Lido-San Nicolò, Malamocco e Chioggia. Inoltre, la Laguna è caratterizzata da un regime microtidale semidiurno con un tidal range medio di circa 1 m ed un'escursione tidale astronomica massima di circa 0,75 m. La Laguna è oggi delimitata a nord-est dal sistema deltizio del Fiume Piave, ed a sud-ovest dal sistema congiunto dei fiumi Brenta, Adige e Po (Brivio et al., 2016). Dal punto di vista geologico, l'area di Venezia (Fig. 1) è situata nella porzione nord-orientale della piana alluvionale del fiume Po: quest'area, a sua volta, è parte di un vasto bacino sedimentario di foreland compreso tra la catena NE-vergente degli Appennini e quella SSE-vergente delle Alpi sud-orientali (Zecchin et al., 2008). L'erosione di queste ultime ha permesso la messa in posto di una successione stratigrafico-sedimentaria Plio-Quaternaria con spessore superiore ai 2000 m e costituita da alternanze di sabbia, silt ed argilla (Zecchin et al., 2014). A partire dal tardo Pliocene, l'area di Venezia è stata interessata dalla deposizione di sedimenti marini poco profondi, a cui è seguito un rapido aumento delle profondità del bacino che, a partire dal Pleistocene inferiore, si è così ritrovato in condizioni di scarsa sedimentazione al fondo. Il trend deposizionale fino al tardo Pleistocene è stato di tipo regressivo, con la messa in posto di una successione di circa 750 m di spessore che testimonia il passaggio da un ambiente bacinale ad uno deltizio, fino ad una più recente alternanza di sedimenti marini d'acque poco profonde e continentali (Zecchin et al., 2008).

Successivamente, durante l'ultimo massimo glaciale, l'area della Laguna Veneta è stata interessata dalla deposizione di sedimenti alluvionali accumulatisi nelle frange distali del Megafan del fiume Brenta (Fontana et al., 2014). Questi depositi, di circa 70 m di spessore, indicano la presenza di una piana alluvionale aggradante, localmente incisa da canali fluviali e valli relativamente ampie. Inoltre, i sedimenti alluvionali sono spesso caratterizzati da pedogenesi.

Al di sopra di questo substrato alluvionale sono presenti i depositi Olocenici, che si sono accumulati in uno scenario globale d'innalzamento eustatico. La trasgressione marina che ha portato alla formazione della Laguna, è avvenuta prima nelle porzioni più meridionali della stessa (circa 10 ka BP), ed intorno a 6000 anni fa raggiunse anche la parte a nord (Rizzetto et al., 2009). L'intervallo Olocenico rappresenta perciò un'importante chiave per lo studio dell'evoluzione morfodinamica ed ambientale della Laguna. Diversi lavori evidenziano la presenza di tre unità sismiche (H1, H2, H3) e delle relative tre superfici limite (S1, S2, S3), all'interno della successione Olocenica (Zecchin et al., 2008; Zecchin et al., 2009; Tosi et al., 2009; Zecchin et al., 2014).

La superficie S1 separa i depositi Pleistocenici dai più recenti Olocenici e dal punto di vista stratigrafico rappresenta un gap temporale compreso tra 7000 e 13000 anni che documenta un periodo di ridotto apporto sedimentario iniziato al termine dell'ultimo massimo glaciale e terminato con l'inizio della trasgressione Olocenica. Inoltre, la superficie S1 è spesso associata ad un paleosuolo di silt/argilla sovraconsolidata talvolta contenente concrezioni carbonatiche, e perciò conosciuto come *Caranto*. In alcuni casi i canali tidali attuali incidono la successione Olocenica fino a questa superficie. La successiva superficie S2 rappresenta il contatto tra l'unità H1 più antica, e l'H2, intermedia tra le tre, ed inoltre è tracciabile fino alle porzioni offshore più distali dove si congiunge con l'attuale fondale marino. Infine la superficie S3 è la più recente ed irregolare tra le tre superfici e rappresenta la base dei canali tidali attuali e dei tre inlets. Tutte e tre le superfici possono presentare tratti incisi dagli alvei dei canali tutt'oggi attivi, i quali sono caratterizzati da un

profilo concavo a forma di V (o di U), con estensioni e rilievi erosionali maggiori per i canali della più antica superficie S1, e via via minori per le più recenti superfici S2 ed S3.

L'unità H1 è la più antica tra le unità sismiche (ca 11 Ka BP - 6 Ka BP), e presenta spessori variabili da 1 a 18 m a causa delle irregolarità della sottostante superficie; è costituita da depositi canalizzati con accrezione laterale, che testimoniano così il passaggio da un ambiente fluviale ad una laguna estuarina, fino ad una vera e propria laguna. Tutto questo è visibile nelle porzioni meridionali più interne della Laguna, che come detto sono state le prime ad essere interessate dall'ingressione marina. Nel complesso comunque, l'unità H1 presenta un trend retrogradazionale caratterizzato da un ambiente estuarino lagunare e dai suoi tipici depositi, e per questi motivi è identificata come la fase trasgressiva (Transgressive Systems Tract: TST) della sequenza deposizionale associata. I depositi fluviali nelle porzioni più profonde delle valli incise possono essere considerati la fase di Lowstand System Tract (LST). L'unità H2 presenta uno spessore generalmente costante, da 1 a 8 m, e consiste di depositi sabbioso-argillosi interpretati, nelle porzioni più interne, come un ambiente di piana deltizia dissecata da canali distributari, con zone lagunari a paludi e barene. Nelle aree più esterne i depositi rappresentano un ambiente di linea di costa progradante, probabilmente corrispondente alla fronte del delta o all'ambiente di prodelta. Nelle zone di inlet, infine, sono documentati anche depositi di ebb delta. Nel complesso l'unità H2 presenta un trend progradante, ed è per questo interpretata come fase di Highstand System Tract (HST) della sequenza. La porzione superiore dei depositi di HST è costituita dall'unità H3 che corrisponde al moderno sistema lagunare (Fig. 1C). Tale configurazione è associata a quella definita come una "human-induced transgression" (Zecchin et al., 2008). Infatti, questo fenomeno persiste da circa 2 ka, ossia da quando l'uomo ha iniziato a modificare gli equilibri naturali della Laguna (Zecchin et al., 2008; Zecchin et al., 2009). Lo spostamento in porzioni esterne alla Laguna dei tratti di alveo che dapprima riversavano sedimenti ed acqua dolce nell'area Veneziana ha permesso di evitare l'insabbiamento e la trasformazione della

Laguna stessa in una area a barene, ma contemporaneamente ha portato all'annegamento dell'ambiente lagunare. Inoltre le operazioni di dragaggio di canali e bocche di porte, e di scavo per la creazione del canale Malamocco-Marghera hanno causato un cambio drastico delle condizioni idrodinamiche: l'aumento delle sezioni dei singoli canali e degli inlets ha portato all'incremento della velocità delle correnti tidali, con conseguente accelerazione dei fenomeni al fondo (Madricardo & Donnici, 2014; Zecchin et al., 2014).

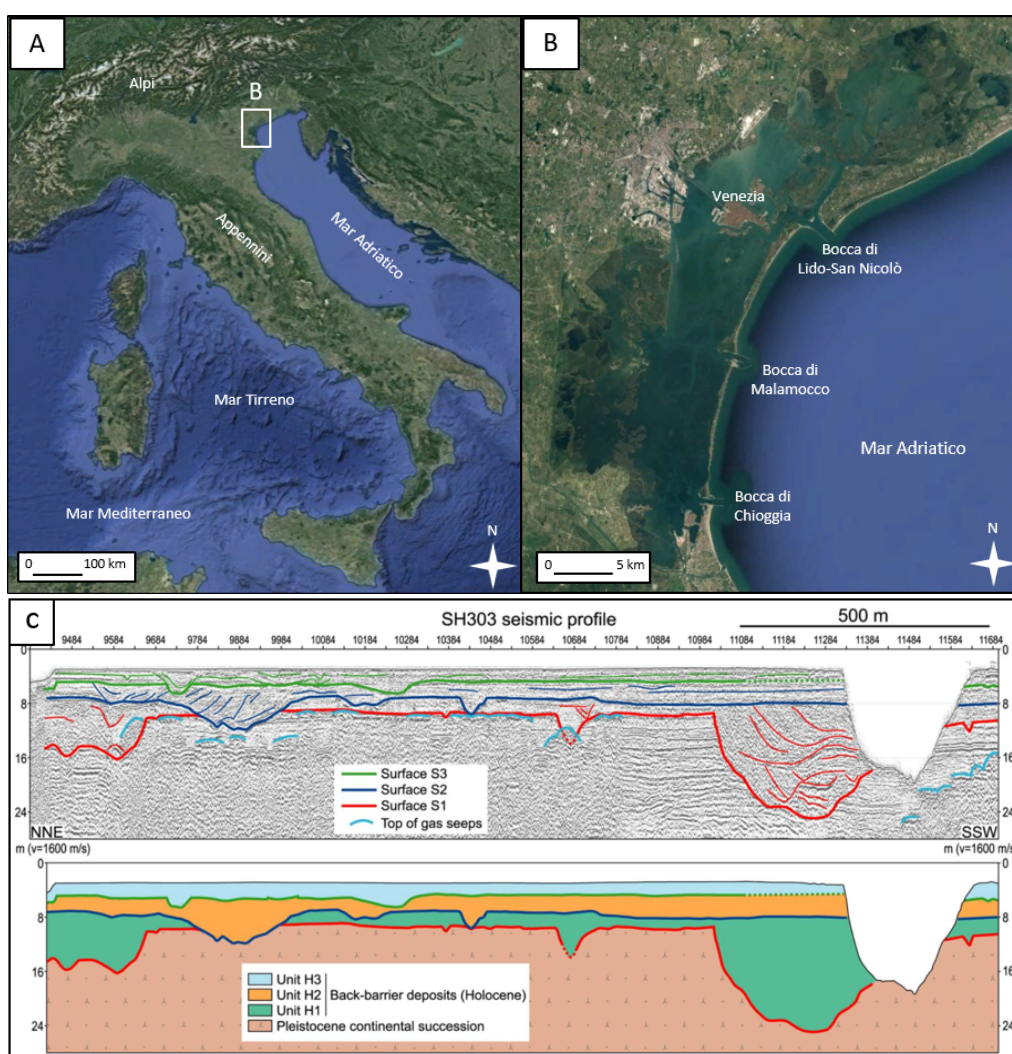


Fig. 1. (A) Ubicazione dell'area di studio nella Penisola Italiana; (B) Laguna di Venezia; (C) esempio di profilo sismico con le unità H1, H2, H3 e le relative superfici, di una porzione centrale della Laguna (Zecchin et al., 2014).

Questo processo favorisce oggi l'aumento delle capacità di trasporto dei canali a marea, incrementandone la velocità di migrazione laterale oltre i valori naturali (Donnici et al., 2017). In aggiunta, l'erosione al fondo nei canali tidali e nelle barene naturali è incrementata anche dal continuo passaggio di imbarcazioni nell'area lagunare (McClennen & Housley, 2006). Infine, l'attività antropica in laguna è visibile anche per la creazione di canali, barene artificiali e per l'irrigidimento dei cordoni litoranei tra le bocche di porto che permettono gli scambi d'acqua col Mar Adriatico (Lido-San Nicolò, Malamocco, Chioggia).

Attualmente, l'area di Venezia è interessata dal fenomeno di subsidenza. I tassi più bassi e più stabili, di circa 1 mm/a, vengono registrati nella porzione su cui sorge la città di Venezia, mentre le medie più alte, da 2 a 5 mm/a, vengono misurate alle estremità settentrionali e meridionali della Laguna. Questi valori sono il risultato dell'interazione tra la conformazione tettonica dell'area, da sempre interessata da questo fenomeno, e le attività industriali e di estrazione di fluidi iniziate dall'uomo a partire dagli anni '30 (Carbognin et al., 2004). In aggiunta all'innalzamento eustatico globale ed alla subsidenza, l'area della Laguna sta sperimentando attualmente un lento "annegamento" a causa della minima velocità di sedimentazione, di 0,5 mm/a, che interessa tutto il bacino (Serandrei-Barbero et al., 2006). Questo fatto è dovuto al mancato apporto sedimentario legato alle deviazioni fluviali attuate negli ultimi secoli dei fiumi Brenta, Po ed Adige che un tempo riversavano i propri sedimenti nell'area di Venezia (Tosi et al., 2009).

1.2 L'area di studio

L'area d'interesse in questo studio è situata nella porzione settentrionale della Laguna che nel complesso include piccole isole ed alcune barene, ed è stata luogo di insediamenti umani fin dal primo secolo a.C. (Madricardo et al., 2012). In particolare, l'area investigata ha un'estensione di circa 1,15 km² tra le isole di Burano, Mazzorbo e S. Francesco del Deserto, ed è conosciuta come Palude S. Caterina. Nello specifico, l'area è delimitata a nord da un canale che

scorre appena a sud di Mazzorbo, ad ovest due barene artificiali, a sud dal Canale S. Francesco, e nel lato orientale da un braccio del canale ubicato appena a sud di Burano (Fig. 2). Quest'ultimo, il Canale San Francesco, è oggi navigabile grazie alla larghezza media della sua sezione di circa 40 m e nell'area in studio presenta 3 anse di meandro. L'isola di S. Erasmo protegge il sito dalle correnti e dall'azione delle onde provenienti dal mare aperto che entrano nel sistema attraverso la bocca di Lido.

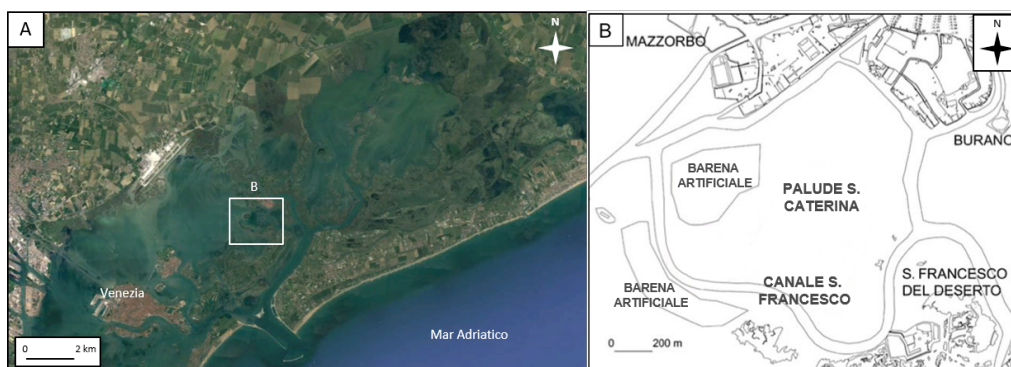


Fig. 2. (A) Settore settentrionale della Laguna di Venezia; (B) area di studio.

L'area in esame è un mudflat sommerso, con profondità del fondale in media inferiori ad 1 m ed è stata già precedentemente interessata da studi geologici ed archeologici di dettaglio nell'ambito del progetto ECHOS condotto dal 2003 al 2006 (Madricardo et al., 2007; Madricardo et al., 2012). In questi anni è stata raccolta una notevole quantità di dati sismici e di carotaggi per l'interpretazione del sottosuolo non solo dell'area in esame bensì anche della porzione limitrofa più a sud e dell'area centrale della Laguna. Nella zona della Palude S. Caterina, il progetto ECHOS mirava al riconoscimento di paleosuperfici deposizionali e paleocanali. I risultati degli studi svolti nell'ambito del progetto sono stati oggetto di diverse pubblicazioni (Madricardo et al., 2007; Madricardo et al., 2012), le quali mettono in evidenza la presenza di un paleomeandro sepolto e di altri elementi lagunari. In generale, i corpi di paleocanale sono stati classificati in base alla peculiare risposta acustica: gli orizzonti inclinati, per lo più nord-vergenti, sono stati infatti interpretati come depositi derivanti dall'accrezione laterale di una point bar

durante la migrazione del canale stesso. Così facendo, il riconoscimento di questi clinoformi ha permesso di mappare nell'area un largo paleomeandro sepolto con l'asse orientato SW-NE ed una sezione media di 180 m. Questo metodo di interpretazione, seppur corretto nell'individuare i depositi generati da un canale, non ha permesso alcuna distinzione interna, lasciando così indistinti i depositi di barra da quelli di channel fill. In aggiunta al paleomeandro principale, grazie alla realizzazione di un algoritmo in grado di mappare automaticamente i corpi sedimentari, sono stati riconosciuti altri elementi di inferiori dimensioni: creek tidali e paleocanali minori, larghi circa 20 m, paleosuperfici a testimoniare la presenza di una barena sepolta dalla successiva mudflat, e depositi di levee nel margine meridionale del paleocanale principale (Madricardo et al., 2012). Anche per i canali minori, spesso discontinui in tutta la Palude S. Caterina, non è stata fatta alcuna distinzione dei depositi interni (Fig. 3A).

Le analisi geofisiche sono state inoltre affiancate principalmente da quattro sondaggi (SA4, SA8, SA9, SA5) la cui ubicazione è riportata in Fig. 3B. L'integrazione tra dati geofisici e di sondaggio è stata oggetto di diversi lavori, volti a definire le principali geometrie dei corpi sedimentari ed il loro contesto deposizionale (Madricardo et al., 2007; Madricardo et al., 2012). Le analisi granulometriche hanno permesso di confermare quanto interpretato con i dati sismici: depositi fini, per lo più livelli siltosi alternati ad altri più sabbiosi, confermano la presenza del paleomeandro impostatosi su un substrato di sabbia medio-fine, di origine alluvionale. Nelle zone in cui i dati acustici non hanno riscontrato depositi di canale, le carote hanno confermato la presenza di sedimenti più fini, della taglia dell'argilla, a testimonianza di aree con piattaforme tidali. I sedimenti alluvionali più recenti presentano le caratteristiche tipiche derivanti dall'esposizione subaerea, quali ossidi di ferro e carbonati tra i pori, evidenziando così la presenza di *Caranto* sotto il corpo canalizzato in esame. Le analisi micropaleontologiche hanno confermato le precedenti ipotesi, grazie alle abbondanze relative delle diverse famiglie di Foraminiferi trovate. Le specie presenti nei depositi più profondi indicano un

ambiente alluvionale, mentre quelle successive sono caratteristiche di ambienti con acque miste in un contesto di laguna esterna. Così facendo è stata confermata la natura del paleomeandro e l'ambiente tidale in cui si è impostato. Infine, le datazioni al radiocarbonio effettuate sui gusci ritrovati alla base del paleocanale, hanno permesso di attribuirne un'età di circa 4500 anni.

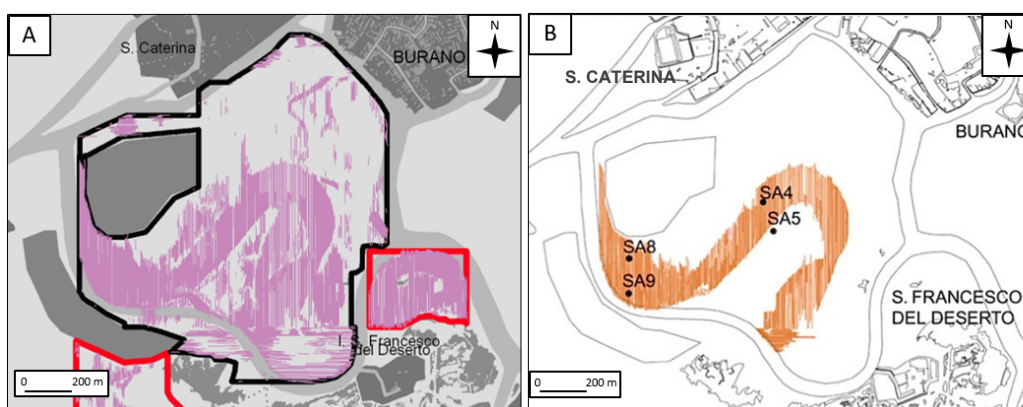


Fig. 3. (A) Mappa delle anomalie acustiche rilevate nell'area in studio (in rosa) per il progetto ECHOS; (B) mappa delle anomalie acustiche (progetto ECHOS) che identificano la morfologia in pianta di un paleocanale sepolto, con le ubicazioni dei carotaggi SA4, SA5, SA8, SA9.

2. Metodi e Terminologia

Il presente studio si basa sull'interpretazione ed elaborazione di dati sismici precedentemente acquisiti dall'Istituto di Scienze Marine del Consiglio Nazionale delle Ricerche nell'ambito del progetto ECHOS (Ministero delle Infrastrutture e dei Trasporti – Provveditorato Interregionale alle OO. PP del Veneto – Trentino Alto Adige – Friuli Venezia Giulia già Magistrato alle Acque di Venezia - tramite il suo concessionario Consorzio Venezia Nuova, 2003). Tali dati, interpretati al fine di definire la presenza di corpi canalizzati sepolti (Madricardo et al., 2007; Madricardo et al., 2012), sono stati qui rivisitati attraverso un dettagliato studio sedimentologico ed architettonico: quest'analisi è stata effettuata attraverso una ricostruzione 3D degli elementi architettonici ed avvalorata attraverso l'integrazione di dati di sondaggio acquisiti sempre nell'ambito del progetto ECHOS.

2.1 Dati geofisici

I dati geofisici in esame sono stati ottenuti utilizzando un ecoscandaglio a fascio singolo (*single beam echosounder*), modificato per operare in acque molto basse. Nello specifico, si tratta di un *singlebeam echosounder* ELAC LAZ 72 fornito di un trasduttore LSE 131. L'echosounder emette onde sonore di periodo molto breve ($\tau = 0,15$ ms) e con una frequenza fissa di 30 kHz, le quali poi si propagano in acqua fino al fondale: qui vengono parzialmente riflesse e parzialmente trasmesse all'interno dei sedimenti. L'echosounder rileva l'intensità dei segnali sonori riflessi dal fondale e le riverberazioni prodotte all'interfaccia tra sedimenti con diverse proprietà: infatti, la risposta sarà diversa a seconda delle caratteristiche fisiche dei materiali interessati. I principali fattori che influenzano la riflessione e la trasmissione del segnale acustico sono il contrasto d'impedenza acustica tra acqua e sedimento, e tra strati sedimentari differenti, l'angolo di emissione dell'onda, le disomogeneità granulometriche e la rugosità d'interfaccia. LSE 131 è un trasduttore costituito da sette elementi piezoelettrici di titanato di bario disposti a formare un

esagono di diametro $D = 18,2$ cm. Con queste caratteristiche fisiche, l'impiego dello strumento in fondali con basse profondità (fino a 0,5 m) produce una scarsa risoluzione laterale del singolo fascio, ma risulta di grande utilità nelle analisi qualitative dei dati acustici grazie alla sua elevata risoluzione verticale. Come già anticipato, per usufruire al meglio delle potenzialità dello strumento ed aumentarne la risoluzione in contesti a fondali poco profondi, l'echosounder è stato modificato: la durata degli impulsi acustici è stata ridotta da 0,3 ms a 0,15 ms e la velocità di ripetizione (pulse rate) degli impulsi stessi è stata aumentata da 20 impulsi/s a 50 impulsi/s. Così facendo ogni segnale contiene l'informazione di 500 punti campionati ogni 10 secondi, permettendo una risoluzione verticale decimetrica. Inoltre lo strumento è stato impostato con una velocità costante delle onde P (compressive) pari a $v = 1530$ m/s, usando cioè il valore normalmente assunto da queste onde in acqua salata a 23°C ed 1 atm. Dato che la velocità delle onde P varia in base alle caratteristiche chimico-fisiche quali temperatura, pressione e salinità, nonché in base alla porosità e alla granulometria del sedimento, a seconda del periodo dell'anno in cui si effettuano i sondaggi si avranno misure diverse: per la Laguna di Venezia, tale velocità oscilla tra 1506 m/s e 1537 m/s. Si è perciò deciso di utilizzare un valore intermedio e già impiegato in questo tipo di acquisizioni. Per l'effettiva acquisizione dei dati, l'echosounder è stato montato su una piccola imbarcazione insieme ad un localizzatore GPS differenziale, nello specifico un sistema Trimble DSM12, che presenta un'accuratezza di posizione submetrica. L'imbarcazione, lunga 7 m, presentava un fondo piatto in grado di permettere spostamenti anche in zone con spessori d'acqua ridotti: infatti i fondali dell'area si trovano a profondità comprese tra 3 m e 0,5 m. Una volta azionato lo strumento, il segnale di ritorno passa attraverso una scheda di elaborazione analogica che ne migliora la risoluzione della profondità. Successivamente ogni traccia acquisita viene salvata in formato binario per poter essere poi visualizzata al meglio; terminate le operazioni di processing, la risposta acustica è stata trasformata in profili di riflessione su immagini bidimensionali. Si tratta di immagini, che qui chiameremo anche "sezioni", in cui ogni traccia

contiene 500 punti campionati (pixel) e l'intensità dei segnali è espressa in una scala di grigi a 256 livelli. Prima dell'utilizzo interpretativo, le sezioni sono state ulteriormente elaborate in modo da ridurre il rumore ed aumentare la visibilità di tutti i dettagli. Nell'intera area sono state acquisite 730 linee, con lunghezze variabili dai 50 ai 1000 m a seconda della morfologia dell'area, per un totale di 450 km lineari di profili acustici (Fig. 4A). Per ottenere il massimo dettaglio l'area è stata suddivisa in linee parallele tra loro distanziate l'una all'altra di 2,5 m circa, ossia un valore ragionevole considerando l'errore di posizione nel posizionamento DGPS e la difficoltà nel mantenere una rotta rettilinea con l'imbarcazione. I dati geofisici sono stati acquisiti avanzando alla velocità di 2-3 nodi e tenendo in considerazione le variazioni del livello eustatico legate alle fasi di marea (giornaliere e mensili). Le correzioni di marea sono state applicate per ogni punto acquisito utilizzando il modello idrodinamico SHYFEM (Umgiesser et al., 2004) che riproduce la propagazione della marea all'interno della laguna a partire da dati reali. Per l'acquisizione, l'area totale è stata suddivisa in 20 sotto-aree più piccole, per una più agevole organizzazione delle campagne di rilievi (Fig. 4B).

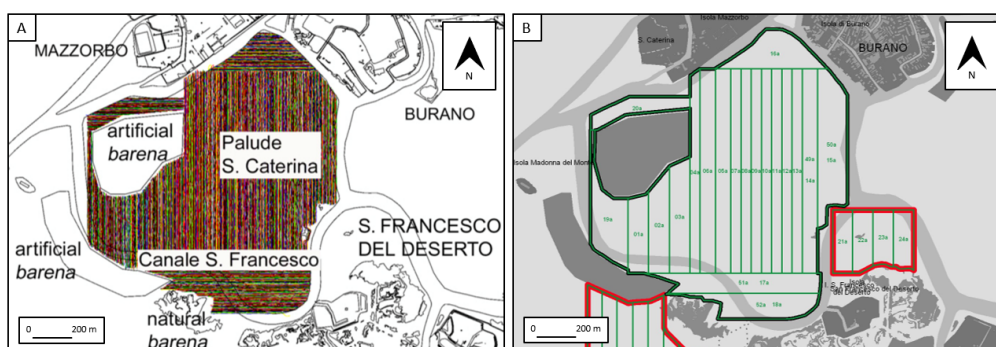


Fig. 4. Acquisizioni sismiche nell'area di studio: (A) quantità totale di linee acustiche campionate nell'area di studio; (B) suddivisione dell'area di studio in subzone, contenenti diversi gruppi di linee sismiche.

Alle 730 sezioni inizialmente acquisite ne sono state aggiunte altre 190 laddove si era ottenuta una risposta acustica poco chiara: infatti i dati raccolti durante il periodo estivo presentavano una minor qualità, rispetto a quelli raccolti in altri

periodi dell'anno, a causa della presenza di bloom algali e dell'elevato rilascio di gas biogenico con le alte temperature. Entrambi i fenomeni influenzano la penetrazione delle onde acustiche producendo una significativa distorsione del segnale finale (Madricardo et al., 2007; Madricardo et al., 2012). Nel complesso infatti è stato di fondamentale importanza poter distinguere i segnali utili da quelli ignorabili: tutte le porzioni caratterizzate da echi multipli del fondale che non evidenziano alcuna morfologia o superficie, sono dovute alla presenza di disturbi durante l'acquisizione e perciò non contengono alcun tipo di informazione sedimentologica. Al contrario, gli orizzonti con un'estesa distribuzione orizzontale o con un andamento spaziale ben definito rappresentano i segnali utili (Fig. 5) (Madricardo et al., 2007).

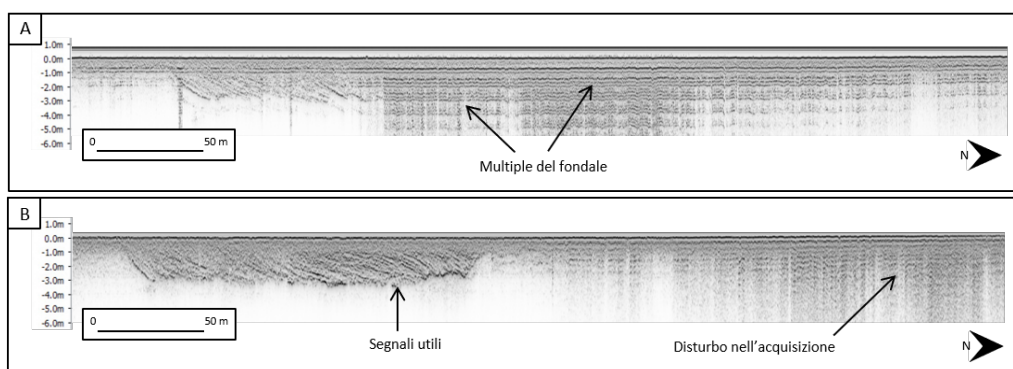


Fig. 5. (A) Esempio di profilo sismico con multiple del fondale che limitano la visione dei segnali utili; (B) esempio di profilo sismico con segnali disturbati in fase di acquisizione.

2.2 Realizzazione del modello 3D

Le 980 sezioni ottenute permettono di osservare e studiare i primi 6-7 m del sottosuolo lagunare (Madricardo et al., 2007; Madricardo et al., 2012). Data l'elevata densità di linee sismiche messe a disposizione dal progetto ECHOS, si è deciso di utilizzarne una quantità ragionevole per l'osservazione di tutti i dettagli, con una spaziatura tra loro variabile dai 2,5 ai 10 m. Questa prima fase di scrematura è stata svolta agevolmente grazie al formato jpg con cui sono state salvate le singole linee sismiche. Selezionate le 201 linee contenenti maggiori informazioni e caratterizzate da minor disturbo del segnale, si è

passati all'utilizzo del Software Move per la fase di visualizzazione ed elaborazione 3D. Il software include un pacchetto completo di strumenti utili all'analisi ed alla modellizzazione strutturale di dati geologici, reso disponibile dalla Midland Valley nella versione 2014 per l'utilizzo accademico. La prima operazione intrapresa nel programma, è stata la georeferenziazione del piano di lavoro eseguita impostando il sistema di coordinate geografiche WGS84 con associata la rappresentazione cartografica della zona UTM 33 dell'emisfero nord. Così facendo, i dati di posizione DGPS raccolti per ogni linea acustica sono stati inseriti correttamente in Move. Infatti, ad ognuna delle 201 immagini sismiche, selezionate nella precedente fase, corrispondono i valori delle coordinate geografiche dei singoli punti campionati ad intervalli regolari man mano che l'imbarcazione proseguiva in linea retta. I punti DGPS sono stati inseriti nel programma come "planar points" e successivamente sono stati convertiti prima in una linea, interpolando e rispettando tutti i punti, ed infine in una traccia di sezione. Al termine di questa fase, sul piano di lavoro appariva un linea continua, più o meno rettilinea, correttamente georeferenziata, appartenente ad una singola linea di sondaggio acustico. A questa traccia di sezione è stata poi aggiunta l'immagine verticale corrispondente all'elaborazione dei segnali acustici ottenuti, ossia l'immagine in formato jpg. Questa operazione è stata svolta per tutte le 201 immagini selezionate (Fig. 6) ed ogni sezione è stata nominata in base alla zona di appartenenza ed al numero identificativo: per esempio, se l'immagine rappresenta la linea acustica 10 della zona numero 6, la sezione si chiamerà "Section6.10". Completata questa prima fase, sono state aggiunte al modello due immagini appropriatamente georeferenziate: i) un'immagine satellitare ottenuta da Google (Fig. 7A), e ii) la ricostruzione del sottosuolo lagunare ottenuta nell'ambito del progetto ECHOS (Fig. 7B). Successivamente alcuni formati delle immagini jpg caricate sono stati corretti poiché, in base alla lunghezza delle rispettive sezioni, il software ne aveva modificato gli spessori: apparentemente le sezioni geograficamente più corte presentavano risposte sismiche fino ad elevate profondità del sottosuolo, mentre si verificava l'esatto

contrario per quelle di lunghezza maggiore.

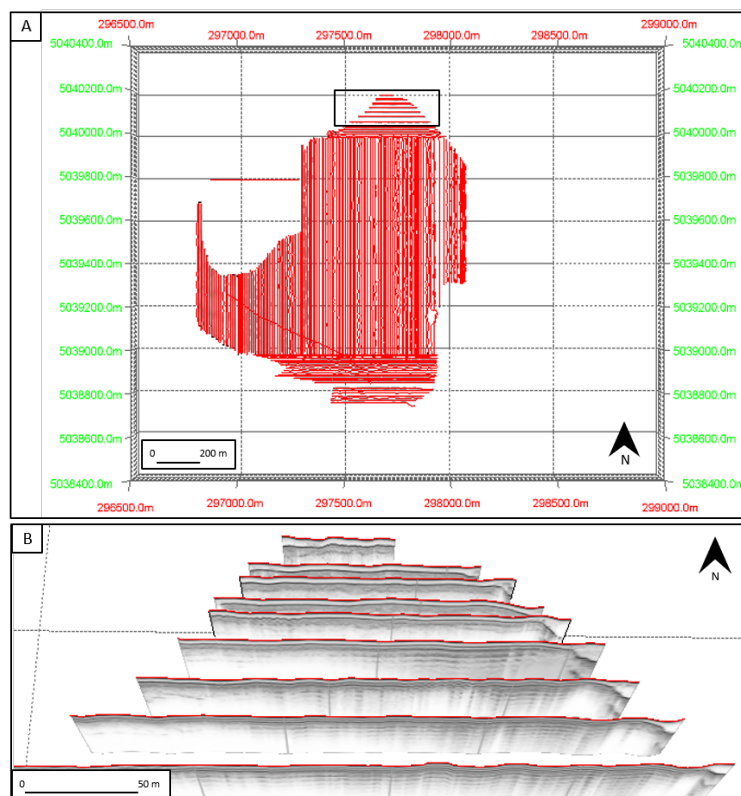


Fig. 6. (A) Insieme delle 201 sezioni caricate all'interno della griglia georeferenziata; (B) visione tipo delle tracce di sezioni con i relativi profili.

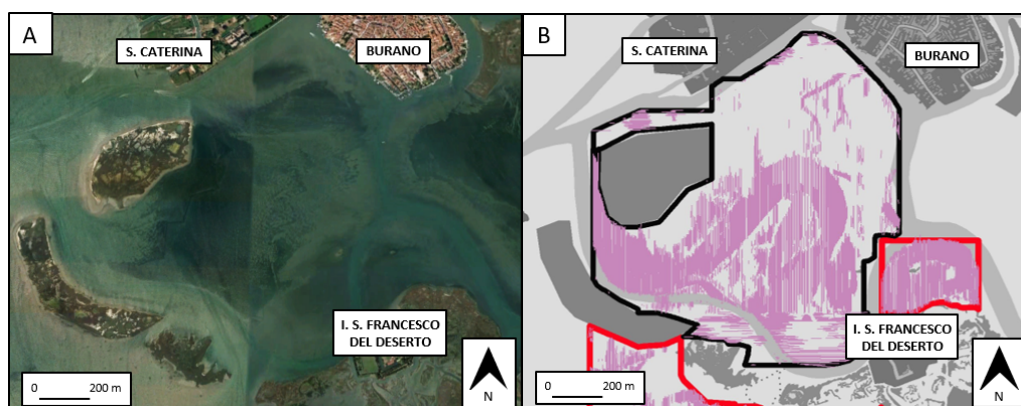


Fig. 7. (A) Immagine satellitare dell'area in studio; (B) immagine della medesima area con l'insieme delle anomalie acustiche (in rosa) osservate nel progetto ECHOS (Madricardo et al., 2012).

Per eliminare ogni incertezza, tutte le immagini sismiche sono state corrette in modo da avere una profondità massima di -7,5 m. Inoltre, per poter osservare più chiaramente le diverse risposte acustiche riportate sui profili sismici, è stata esagerata la scala verticale di 6 unità. A questo punto si è potuto passare alla fase vera e propria di creazione del modello tridimensionale, i cui principali passaggi sono rappresentati in Fig. 8. A partire dalle singole sezioni (Fig. 8A), inizialmente sono state tracciate le principali superfici sismiche, chiamate “orizzonti” per utilizzare la stessa terminologia del software. Ad ogni orizzonte sono stati assegnati un nome ed un colore caratteristici, in modo da poter distinguere facilmente e visivamente i diversi elementi di tutta l’area in studio. Il nome associato corrisponde all’interpretazione sedimentologica data a quella superficie. Dal punto di vista pratico ogni orizzonte si presenta come una linea colorata che segue l’andamento di una specifica risposta/superficie sismica. Infine per ogni orizzonte è stato applicato il comando “Resample”, in modo da aumentare il numero di punti per linea e quindi la quantità di informazioni x-y-z di ognuna. Un esempio di orizzonte è la superficie basale di channel fill (Fig. 8B). Al termine di ciò ogni sezione presenta una quantità variabile di orizzonti ben identificabili dai diversi colori. A causa di alcuni problemi legati alla fase di acquisizione dei punti DGPS ed alla conseguente georeferenziazione delle immagini sismiche, è stato necessario correggere e traslare alcuni orizzonti di una quantità paragonabile all’errore nel posizionamento della sezione stessa. Terminata questa fase si è passati a quella successiva di interpolazione dei principali orizzonti: potendo scegliere tra diversi metodi, quali l’IDW (Inverse Distance Weight), la Triangolazione di Delaunay ed il Kriging Ordinario, si è optato per quest’ultimo grazie alla miglior capacità di riprodurre superfici complesse a partire da informazioni puntuali. Si tratta infatti di un metodo che permette una notevole flessibilità di interpolazione locale poiché non è vincolato alla distanza euclidea tra i vari punti, come invece avviene per la funzione inversa del quadrato della distanza (IDW). Anche il metodo della triangolazione è stato scartato poiché, nonostante da un punto di vista teorico sembrasse molto indicato, la resa grafica risultava poco vicina alla realtà.

Nella fase di interpolazione, è stato aumentato il numero dei quadrati per griglia di campionamento (“Grid Size”/“Grid Geometry”) in modo da aumentare la precisione dell’interpolazione: per tutte queste è stato impostato un valore pari a 600, al posto dei soli 100 quadrati automaticamente impostati dal programma. Così facendo è stata ottenuta la superficie rappresentativa della specifica categoria di orizzonti interpolati (Fig. 8C).

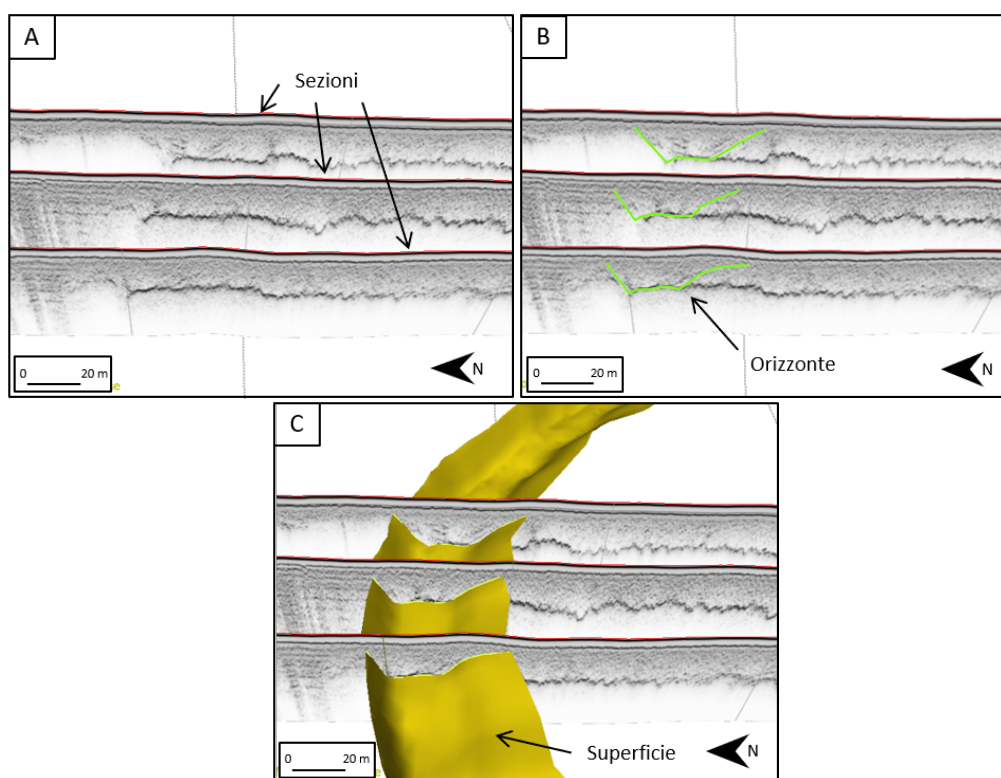


Fig. 8. (A) Tre tracce di sezione con le rispettive immagini sismiche; (B) immagini sismiche in cui è stato tracciato lo stesso orizzonte (in verde); (C) dall’interpolazione dei singoli orizzonti è stata ottenuta la superficie che essi rappresentano, di colore giallo.

Una volta create tutte le superfici, a ciascuna di queste è stato dato un nome rappresentativo ed è associato un colore definito, che può essere sostituito da una scala di colori indicante i diversi valori di elevazione lungo la superficie stessa. Il programma calcola in automatico gli intervalli di questa scala in base alle informazioni x-y-z di ogni singolo punto e, come convenzione, viene usato il colore rosso ad indicare punti ad elevazione maggiore e viceversa i toni più

scuri del blu per le elevazioni minori/negative (Fig. 9).

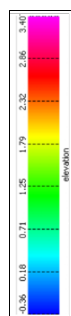


Fig. 9. Esempio di scala dei colori usata per i valori d'elevazione.

Terminata quest'importante fase che ha condotto al completamento del modello 3D, si è deciso di creare e calcolare i volumi occupati dai corpi sedimentari interpretati, delimitandoli con le superfici di cui sopra. Dal punto di vista pratico, per questo scopo sono state usate le superfici di volta necessarie per la costruzione di un volume ed è stata impostata una maglia di campionamento molto fitta: il lato di ogni singolo quadrato di campionamento, è stato abbassato a 1 m per i volumi più piccoli e a 2,5 m per quelli di dimensioni maggiori. Così facendo, non solo le superfici ma anche i volumi, chiamati “tetravolumi” dal programma, sono risultati di alta definizione. La scala di colori rappresentanti le diverse elevazioni è stata applicata anche per quest'ultimi elementi creati.

2.3 Dati di sondaggio

Per validare le ipotesi dedotte dall'interpretazione delle sezioni sismiche, sono stati usati i dati relativi ai carotaggi effettuati nell'area in esame, sempre nell'ambito del progetto ECHOS. In diversi intervalli dal 2004 al 2010 sono state infatti raccolte 15 carote sedimentarie nell'area della Palude S. Caterina: SA1 - 15 (Fig. 10). I carotaggi sono stati acquisiti grazie ad una sonda idraulica e ad un carotiere rettilineo disposti su una piattaforma galleggiante, applicando il metodo di rotazione con circolazione d'acqua. Tutte le carote presentano un diametro di 10 cm e la loro lunghezza varia tra gli 8 ed i 9,1 m. I dati messi a disposizione per ciascuna carota includono il contenuto fossilifero, le litologie,

le strutture sedimentarie, il contenuto palinologico ed il colore secondo il sistema Munsell (Fig. 11).

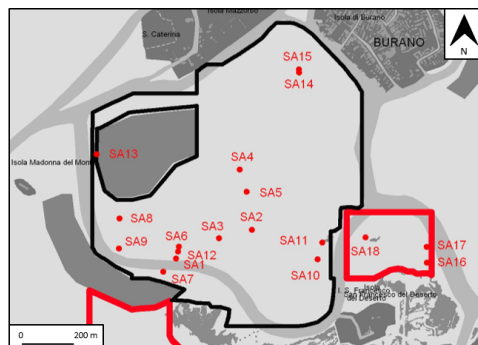


Fig. 10. Area di studio (contornata di nero) con i carotaggi effettuati e le relative ubicazioni.

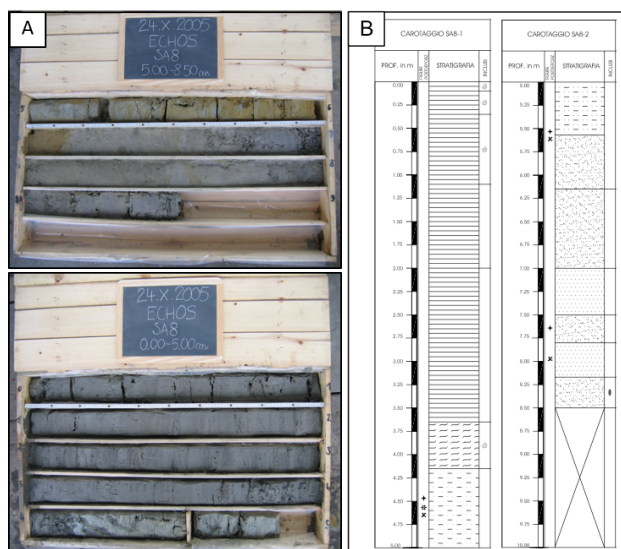


Fig. 11. Esempi di foto di carote (A) e della relativa stratigrafia (B), ottenute per il progetto ECHOS.

La granulometria è stata definita direttamente sul sito con l'aiuto di appositi comparatori e successivamente confermata in laboratorio, mentre per le analisi micromorfologiche sono stati preparati campioni impregnati di resina. Eventuali resti vegetali sono stati determinati visivamente. In generale, per la maggior parte i carotaggi sono stati impiegati per gli studi micropaleontologici (Foraminiferi bentonici). Infine, diverse datazioni al radiocarbonio sono state effettuate su resti vegetali e frammenti fossili di molluschi: il contenuto di ^{14}C

è stato ricavato grazie allo spettrometro di massa (AMS) (Madricardo et al., 2007; Madricardo et al., 2012).

2.4 Terminologia

In Fig. 12 sono riportati i principali termini utilizzati per la descrizione dei depositi in esame. I canali sinuosi presentano un certo numero di meandri, ognuno dei quali è caratterizzato da un asse di crescita, e da un lato verso mare e verso terra. Ciascun meandro presenta un bordo interno ed uno esterno, ed accrescendosi lateralmente produce i depositi di point bar (Nanson, 1980). Questi corpi sono costituiti dall'accumulo di sedimenti, sotto forma di strati, trasportati dal flusso del canale e deposti con la medesima inclinazione del fianco interno del canale. Ogni strato è il prodotto di un singolo evento deposizionale. Fasi distinte di crescita della point bar producono pacchetti di strati uniformi tra loro (bedsets) e di scrolls (scrollsets) a seconda che siano osservati rispettivamente in sezione o in pianta (Ghinassi et al., 2016). La porzione più profonda, basale, del canale è il thalweg. Lungo un singolo meandro sono riconoscibili zone a maggiore ed a minor profondità del thalweg, rispettivamente conosciute come zone di pool e di riffle. I depositi presenti sul thalweg sono indicati qui come lag di fondocanale (Fig. 12).

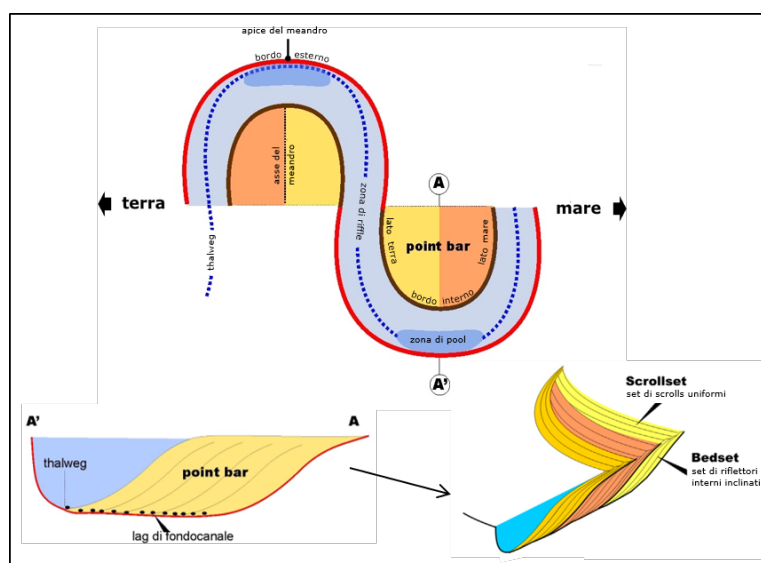


Fig. 12. Terminologia utilizzata nell'ambito del presente lavoro di tesi.

3. Risultati

Lo studio dei profili selezionati ha permesso di individuare cinque elementi architettonici, denominati rispettivamente: ch, ct, br, bc ed ob. Data la loro distribuzione spaziale e le relazioni stratigrafiche, gli elementi ch, br, ct e bc sono stati raggruppati a formare dei complessi, mentre l'elemento ob è stato trattato come elemento indipendente. In base alla metodologia seguita per definire le caratteristiche geometriche tridimensionali dei corpi sedimentari, questi elementi sono stati studiati in primo luogo basandosi sull'osservazione bidimensionale e successivamente tramite la costruzione delle superfici 3D e dei relativi volumi.

3.1 Elementi architettonici 2D

Complesso ch-br

Descrizione

Nelle immagini sismiche i segnali utili che identificano il complesso ch-br definiscono un corpo sedimentario a base concava e tetto planare. Comunemente i riflettori ai bordi di questa struttura hanno inclinazioni simili, ma non identiche tra loro, determinandone così una forma generalmente asimmetrica. Il corpo sedimentario del complesso ch-br presenta uno spessore medio di 2,6 m, variabile dai 2 m ai 3 m a seconda della porzione analizzata. Questo elemento architettonico si estende da circa -1 m a profondità variabili da -3 m a -4 m. La sua estensione spaziale varia di molto, da un minimo di 100 m ad un massimo di 700 m (Fig. 13). Nell'ambito del presente lavoro verrà interpretato considerando i due elementi architettonici che lo compongono. L'elemento ch presenta i medesimi valori di spessore del complesso ch-br. In quanto ad estensione laterale, ch oscilla da valori minimi di 35 m dove presenta una forma simmetrica, ad un massimo di circa 85 m per gli andamenti più asimmetrici (Fig. 14A). In tutti i profili, ch è delimitato da una base con la concavità rivolta verso l'alto e da un tetto nel complesso piatto. I fianchi dell'elemento ch presentano diversa inclinazione, a seconda dalla morfologia

generale del corpo. In alcune sezioni, il fianco opposto all'elemento br presenta un angolo costante di circa 22° ed una risposta acustica ben evidente. Il fianco a contatto con l'elemento br è caratterizzato invece da un'inclinazione leggermente inferiore di circa 15° (Fig. 14B). In altre sezioni ancora, i fianchi presentano un'inclinazione di $4^\circ/5^\circ$ (Fig. 14C). La superficie di tetto di ch è raramente ben identificabile, e per questo è stata dedotta congiungendo l'estremità più superficiale degli orizzonti che bordano il corpo. Risposta sismica diversa è stata ottenuta invece dalla superficie di base del corpo che è quasi sempre molto ben marcata. Questa superficie è posizionata a profondità differenti a seconda della zona analizzata e varia da -3 m a -4 m, con un'estensione media di 20 m (Fig. 14D). L'architettura interna dell'elemento ch non è sempre facilmente visibile, ma quando osservabile risulta costituita da altri riflettori con andamento concavo e tendenza ad orizzontalizzarsi muovendosi verso l'alto. Anche per questi riflettori sono visibili geometrie più o meno simmetriche, a seconda della sezione in esame. Quelli con andamento simmetrico presentano una forma semicircolare (definita concentrica; Fig. 14E) mentre i riflettori più asimmetrici mostrano una forma semiellittica (Fig. 14E) di cui in alcuni casi si riconosce solo un braccio. Un numero limitato di profili presenta i riflettori di riempimento con andamento planare sub-orizzontale (Fig. 14E).

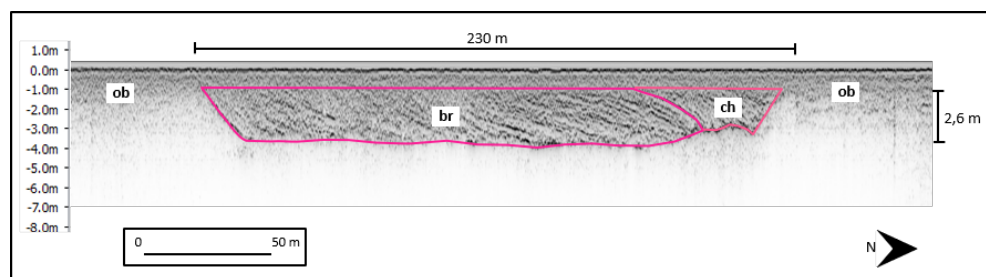
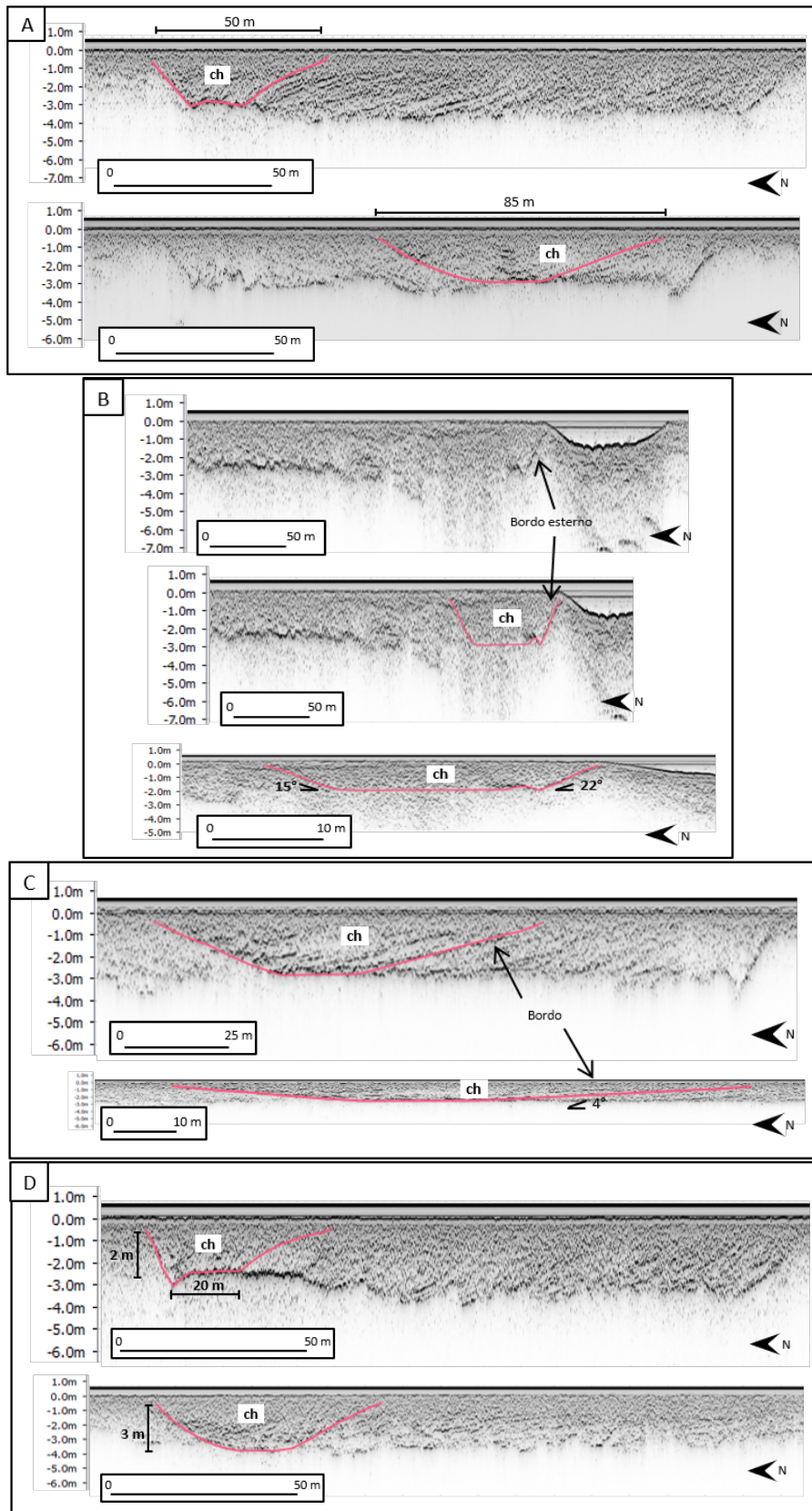


Fig. 13. Esempio del complesso ch-br, con i valori medi di spessore ed estensione laterale.



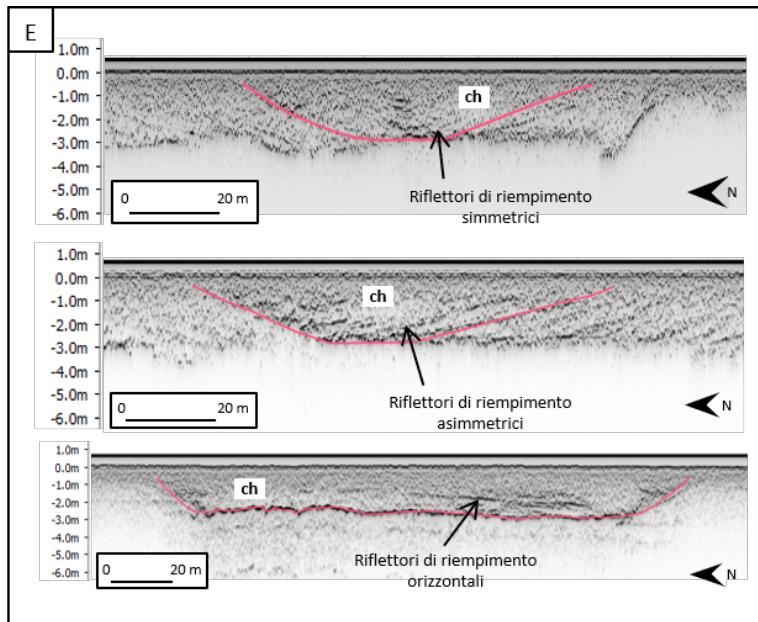


Fig. 14. (A)* Corpo ch, rispetto all'insieme ch-br, rispettivamente in sezione trasversale e obliqua al flusso; (B) bordo esterno di ch*, forma del corpo*, inclinazione dei bordi senza esagerazione verticale; (C) altra sezione obliqua al flusso*, con la rispettiva reale inclinazione di ch; (D)* base a profondità rispettivamente minore e maggiore rispetto al complesso ch-br, tetto non visibile; (E)* riflettori di riempimento del corpo rispettivamente simmetrici, asimmetrici, orizzontali.

*Immagini con esagerazione verticale pari a 6.

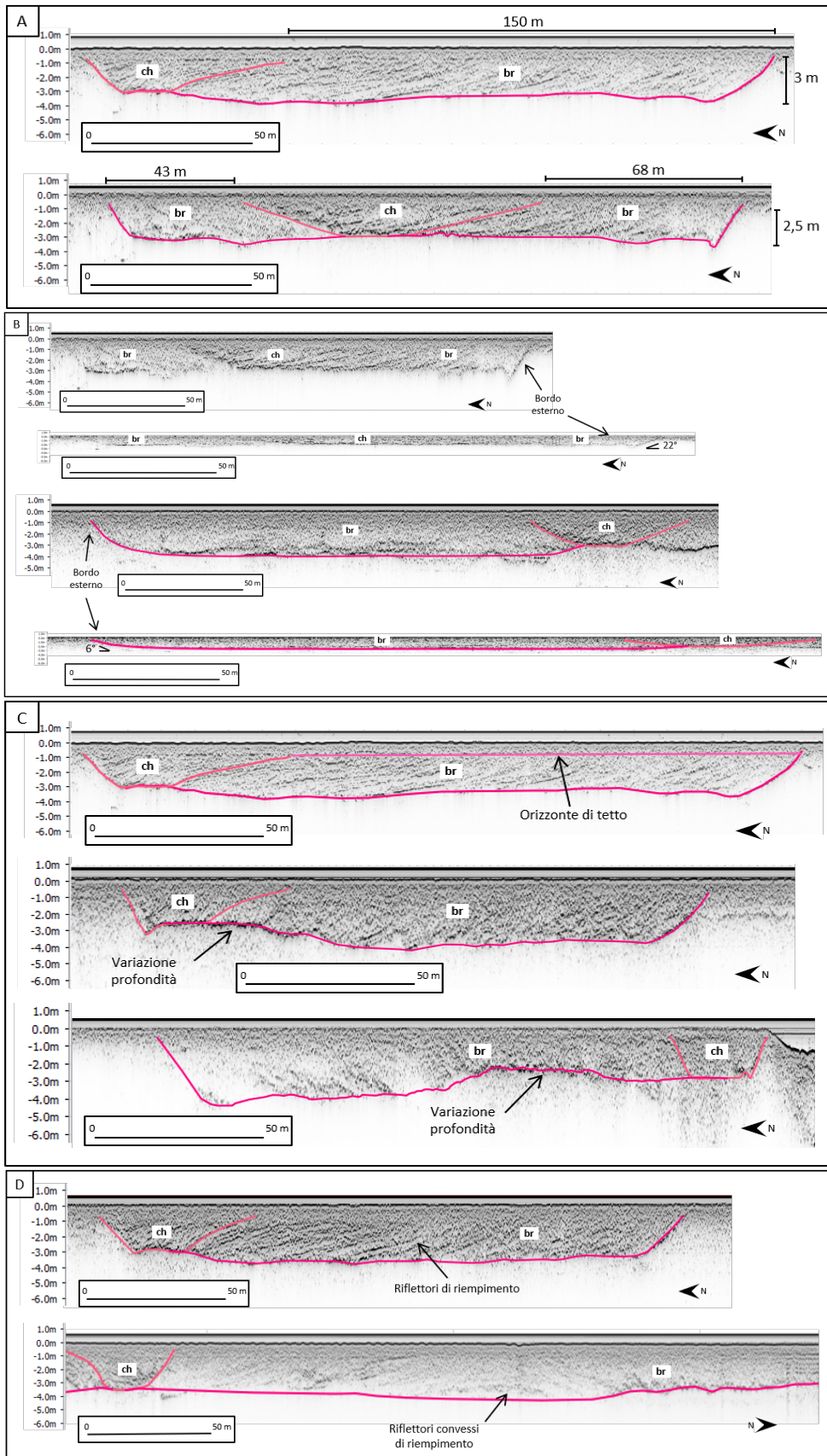
L'elemento br è caratterizzato da spessori analoghi al complesso ch-br, mentre la sua estensione spaziale varia da un massimo di 390 m ad un minimo di 2 m, con una media di circa 170 m. Sebbene nella maggior parte dei profili l'elemento br sia associato ad un singolo elemento ch, in alcuni casi un singolo elemento ch può essere associato a due elementi br (Fig. 15A). L'elemento br è costituito da un tetto piatto e da una base concava, definita da un riflettore basale relativamente orizzontale che progressivamente si inflette. L'altro orizzonte che delimita lateralmente l'elemento br è il fianco dell'elemento ch precedentemente descritto. In alcune porzioni dell'area di studio il bordo inclinato dell'elemento br e quello a contatto con l'elemento ch presentano la stessa inclinazione (circa 22°). In altre zone, il bordo esterno è caratterizzato da un'inclinazione di circa $6^\circ/7^\circ$ (Fig. 15B). Il tetto di br, come quello di ch, è raramente visibile ed è stato tracciato unendo le terminazioni superiori dei due bordi. La superficie basale è invece ben visibile in tutte le sezioni e presenta un

andamento nell'insieme rettilineo, anche se spesso è costituita da marcate ondulazioni o da un andamento ascendente (Fig. 15C). I riflettori interni dell'elemento br possono presentarsi con inclinazioni molto variabili. Nella maggior parte delle sezioni costituiscono un unico set di orizzonti caratterizzati dallo stesso angolo misurato per il bordo esterno (circa 22°), che via via può modificarsi fino a raggiungere quello del bordo interno. Talvolta la geometria stratale dell'elemento br è costituita da due set di riflettori inclinati. Infatti, in alcune sezioni provenienti dalla zona centrale dell'area in studio sono visibili due set di riflettori inclinati con orientazione opposta. Questi ultimi si mantengono ben distinti nelle porzioni vicine ai bordi di br, mentre una volta raggiunto il punto di incontro tra i due set cambiano morfologia ed inclinazione andando a creare una forma convessa (Fig. 15D). In altri casi ancora, i riflettori interni presentano un'inclinazione nulla o quasi, disponendosi parallelamente alla superficie basale (Fig. 15E), e risultano troncati dalla superficie basale dell'elemento ch. Infine, in diversi casi i riflettori inclinati dell'elemento br mostrano variazioni interne di inclinazione, con rapidi passaggi che portano ad incrementi o diminuzioni di circa 4° (Fig. 15F). Nel secondo caso riportato in figura, particolare interesse è stato rivolto alle differenti risposte acustiche interne: è riconoscibile infatti il passaggio pressoché netto da una porzione con riflettori a bassa inclinazione, ad una più vicina al bordo interno del corpo ch dove non ne è riconoscibile alcuno.

Infine, altre sezioni ancora, mostrano delle porzioni di br con orizzonti non continui e disorganizzati (Fig. 15G).

Interpretazione

Nell'ambito del progetto ECHOS (Fig. 3), il complesso ch-br è stato interpretato e mappato come deposito generato dall'evoluzione di un paleocanale meandriforme tidale tagliato su depositi di piattaforma tidale (Madricardo et al., 2007; Madricardo et al., 2012). Il presente studio approfondisce tale interpretazione considerando i due elementi architettonici che lo compongono. Nello specifico, il corpo ch rappresenta i depositi di



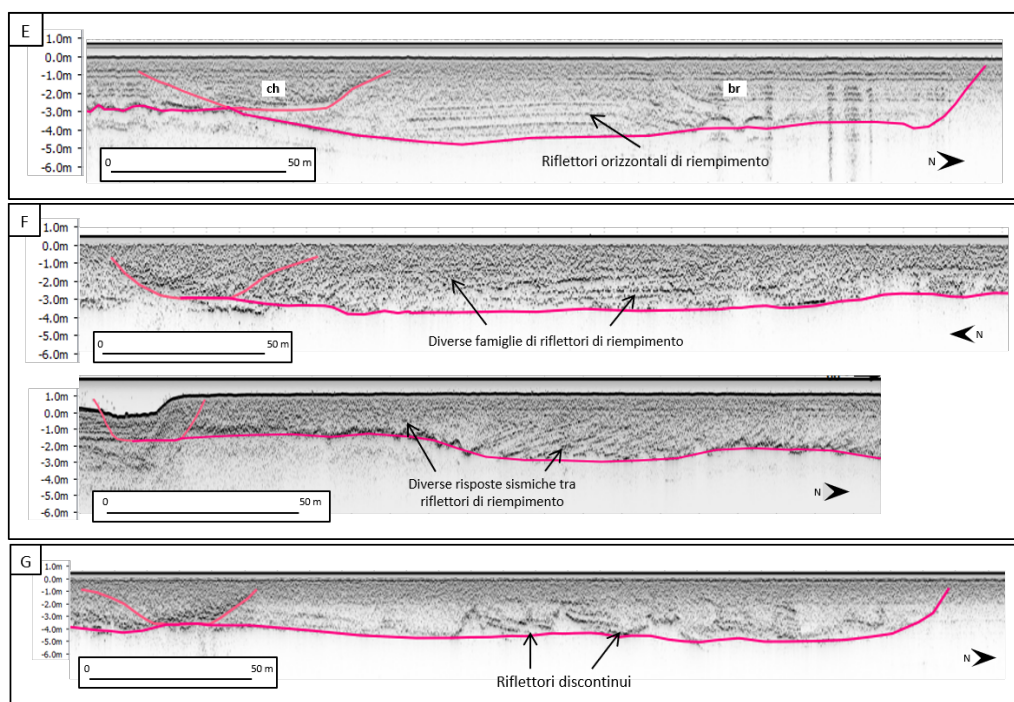


Fig. 15. (A)* Elemento br rispetto all'insieme ch-br con spessori ed estensioni laterali in due profili che mostrano rispettivamente uno e due corpi br; (B) sezioni che mostrano le diverse tipologie di bordi esterni*, con le rispettive inclinazioni misurate senza esagerazione verticale; (C)* orizzonte di tetto ed orizzonti di base con variazioni della profondità; (D)* set di riflettori di riempimento singolo e doppio, con struttura centrale convessa; (E)* profilo con set di riflettori di riempimento orizzontali; (F)* riflettori di riempimento con diversi andamenti, in zone separate (in alto), e con diversa risposta sismica (in basso); (G)* riflettori di riempimento discontinui.

* Immagini con esagerazione verticale pari a 6.

riempimento di un canale abbandonato, mentre l'elemento br è associato alla barra generata dalla dinamica evolutiva del canale stesso (Bagnold, 1960; Allen, 1982; Ghinassi et al., 2014). La variabilità delle geometrie osservate è, in parte, correlata all'orientazione delle diverse sezioni simiche. Infatti il corpo di canale abbandonato presenta una forma più rappresentativa della sua effettiva geometria in tagli trasversali alla direzione di paleoflusso, mentre nelle aree in cui è stato campionato obliquamente, la sua estensione laterale risulta maggiorata (Fig. 14A). Anche per gli orizzonti che ne delimitano i bordi o ne definiscono l'architettura interna del corpo di barra, le geometrie più rappresentative sono quelle associate ai valori di angoli di immersione maggiori. Le geometrie analizzate, risultano pertanto compatibili con quelle definite a larga scala nell'ambito del progetto ECHOS (Madricardo et al., 2007; Madricardo et al., 2012), e le superfici inclinate del corpo di barra br

possono essere associate a processi di accrezione laterale nell'ambito di canali sinuosi di natura tidale. In contesti di questo tipo, si possono facilmente spiegare le variazioni di profondità della base del canale (Fig. 14D). Nei sistemi meandriiformi la porzione basale del canale non si trova a profondità costante in tutta la lunghezza del sistema canalizzato, a causa della diversa capacità erosiva del flusso in relazione all'area attraversata. Perciò, le porzioni in cui viene esercitata un'elevata erosione al fondo presenteranno una profondità maggiore del thalweg, mentre viceversa quelle di transizione tra una zona di erosione e la successiva saranno caratterizzate da una minor profondità del canale stesso. Tali zone rappresentano rispettivamente le aree di pool (maggiore erosione) e di riffle (minore erosione) (Fig. 14D). Come precedentemente indicato, anche la differente morfologia dei riflettori interni agli elementi ch e br è dovuta ai diversi tagli delle sezioni. Campionamenti trasversali alla direzione di paleotrasporto permettono di vedere la reale geometria semicircolare di questi orizzonti nell'elemento ch, mentre in tagli obliqui se ne può apprezzare una generale forma semicircolare asimmetrica. Infine, caso estremo di una sezione disposta parallelamente alla direzione di flusso, la forma concava di questi riflettori tende ad orizzontalizzarsi parallelamente alla base del corpo (Fig. 14E). Gli orizzonti inclinati che caratterizzano il corpo br sono stati interpretati come depositi derivanti dalla migrazione laterale del canale. Gli elementi br rappresentano pertanto depositi di point bar (Bluck, 1971; Brice, 1974; Nanson, 1980). Dove sono visibili due corpi di questo tipo separati dal corpo di canale abbandonato, è stato possibile riconoscere nell'area la presenza di più corpi di point bar adiacenti allo stesso canale (Fig. 15A). Questa loro interpretazione come corpi di point bar spiega per quale motivo in prossimità del canale questi orizzonti abbiano la stessa inclinazione del suo bordo interno, essendo il corpo di canale stesso ad averli originati durante la sua migrazione laterale.

Queste osservazioni hanno permesso di interpretare il fatto che gli orizzonti degli elementi br gradino in quelli degli elementi ch come la progressiva disattivazione del canale al passaggio tra depositi di barra e channel fill (Ielpi

& Ghinassi, 2014). Le diverse orientazioni dei riflettori interni ai corpi di point bar possono pertanto essere associate alle geometrie con cui il corpo di barra si è accresciuto ed alla direzione di campionamento seguita durante le acquisizioni sismiche. Ad esempio, la disposizione più comune con i bedsets inclinati verso il canale è il risultato di un taglio parallelo alla direzione di crescita della point bar (inserto con corpo singolo br in Fig. 15D). Le sezioni che mostrano la disposizione degli orizzonti con geometria convessa sono derivanti invece da acquisizioni perpendicolari alla direzione di crescita della barra, che permettono così di tracciare la traiettoria di migrazione dell'apice della stessa. Nel caso riportato in Fig. 15E i riflettori interni del corpo di barra sono visti in un taglio perpendicolare alla direzione di crescita della point bar stessa. Non presentando la stessa inclinazione del fianco interno del canale adiacente, essi ne risultano troncati. Il cambio d'angolo dei riflettori interni riportato nel primo caso in Fig. 15F è attribuibile alla variazione delle direzioni di crescita della point bar in questione. Anche per il secondo caso illustrato sono state riconosciute due diverse fasi di crescita della barra, rappresentate rispettivamente dalle due porzioni con diversa risposta sismica dei riflettori. La seconda delle due, è caratterizzata da una scarsa risposta acustica dei riflettori a causa delle proprietà fisiche degli stessi.

Infine, gli orizzonti disorganizzati e frammentati descritti nella Fig. 15G sono stati interpretati come blocchi collassati dai margini della point bar e per questo non continui.

Nel complesso, l'assenza di sovrapposizione verticale delle point bars indica una bassa velocità di aggradazione rispetto al grado di migrazione laterale del canale (Ghinassi et al., 2013). Inoltre, non sono stati rilevati orizzonti sismici interpretabili come corpi di crevasse splay ed argini del corpo canalizzato (Ielpi & Ghinassi, 2014).

Complesso ct-bc

Descrizione

Il complesso ct-bc mostra significative analogie con il complesso ch-br in termini di geometrie ed architettura interna, e differisce da questo principalmente per caratteri dimensionali. La struttura che individuano ha uno spessore ed un'estensione variabili a seconda della porzione dell'area investigata: le sezioni più ad ovest presentano uno spessore di circa 2 m ed un'estensione laterale che varia da pochi metri, ad un massimo di 90 metri nel settore orientale dell'area dove lo spessore aumenta progressivamente fino a 3 metri. Come il canale e le barre precedentemente ricostruite, anche questo corpo si estende oltre l'area in studio, per cui alcune misure, soprattutto quelle relative all'estensione laterale, sono relative (Fig. 16). Nell'ambito del presente lavoro il complesso ct-bc verrà interpretato considerando i due elementi architettonici che lo compongono. L'elemento ct è comparabile, per la

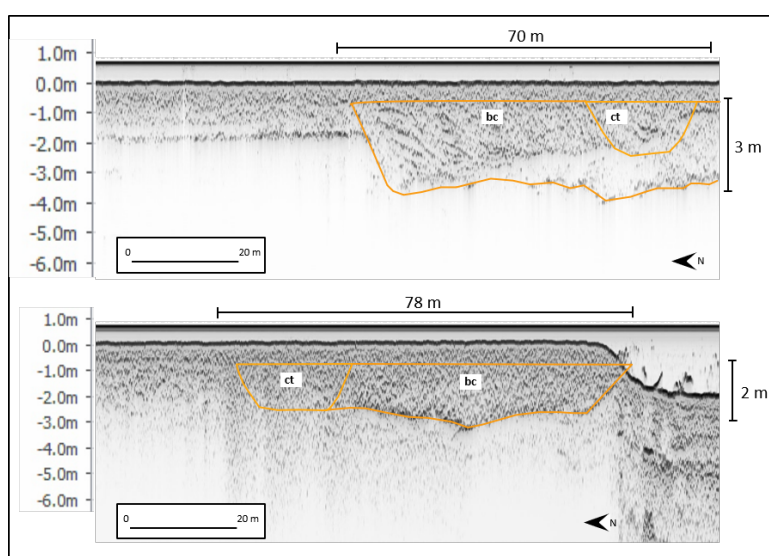


Fig. 16. * Esempio di elemento ct-bc, con i valori medi di spessore ed estensione laterale.
* Immagini con esagerazione verticale pari a 6.

morfologia generale e le caratteristiche deposizionali, al corpo ch, e presenta, infatti, una base concava ed un tetto planare. A differenza della struttura ct-bc, questo corpo è caratterizzato da uno spessore costante di circa 2 m, che tende a diminuire fino a 1,7 m nelle sezioni più orientali. Gli orizzonti che lo

definiscono ai bordi sono visibili da -1 m rispetto al fondale lagunare attuale, fino a circa -3 m (variabile a seconda della posizione). In quanto all'estensione laterale, l'elemento ct presenta valori molto costanti di circa 20/22 m (Fig. 17A). Solamente in alcuni profili l'elemento ct è facilmente visibile. Gli orizzonti che bordano il corpo presentano un'orientazione opposta ma uguali valori di inclinazione (13°), rendendo simmetrica la forma concava. Nessuno dei due è caratterizzato da una risposta acustica più marcata o da una forma particolare e riconoscibile in tutte le sezioni (Fig. 17B). Inoltre, come nel caso dell'elemento ch, la superficie di tetto è scarsamente visibile. L'orizzonte basale di ct è rappresentato da una linea piatta posizionata alla maggior profondità raggiunta dal corpo in questione e presenta un'estensione orizzontale media di 12 m. A differenza dell'elemento ch, questo orizzonte non presenta reali variazioni di profondità nelle varie sezioni. Il riempimento del corpo ct è caratterizzato da riflettori paralleli ed equispaziati tra loro, con forma concava e lunghezze minori man mano che si sale verso l'alto. Inoltre il loro andamento è perfettamente simmetrico e concentrico, e rispecchia la morfologia generale del corpo (Fig. 17C). Nel complesso, l'elemento ct è molto simile a ch, ma con dimensioni inferiori.

L'elemento bc è caratterizzato dagli stessi spessori descritti per i due corpi congiunti: da circa 2 m nelle sezioni più occidentali dell'area, a 3 m per quelle più ad est. Anche la sua estensione laterale varia relativamente di molto. Nello specifico, cambia da pochi metri nelle sezioni ad ovest in cui compare, ad un massimo di 70 m nel settore orientale (Fig. 18A). I fianchi laterali dell'elemento bc presentano inclinazione variabile tra i 10° ed i 13° (Fig. 18B). Il tetto dell'elemento bc è scarsamente visibile, ma comunemente figurato come un riflettore tabulare, con un'inclinazione molto bassa di circa 1° . La superficie di base è sempre riconoscibile e presenta andamenti diversi: nelle aree più ad ovest è rettilinea e orizzontale, mentre in quelle più ad est è maggiormente articolata. In queste zone, la superficie basale si sdoppia in due orizzonti: uno più profondo con andamento rettilineo, ed uno più superficiale

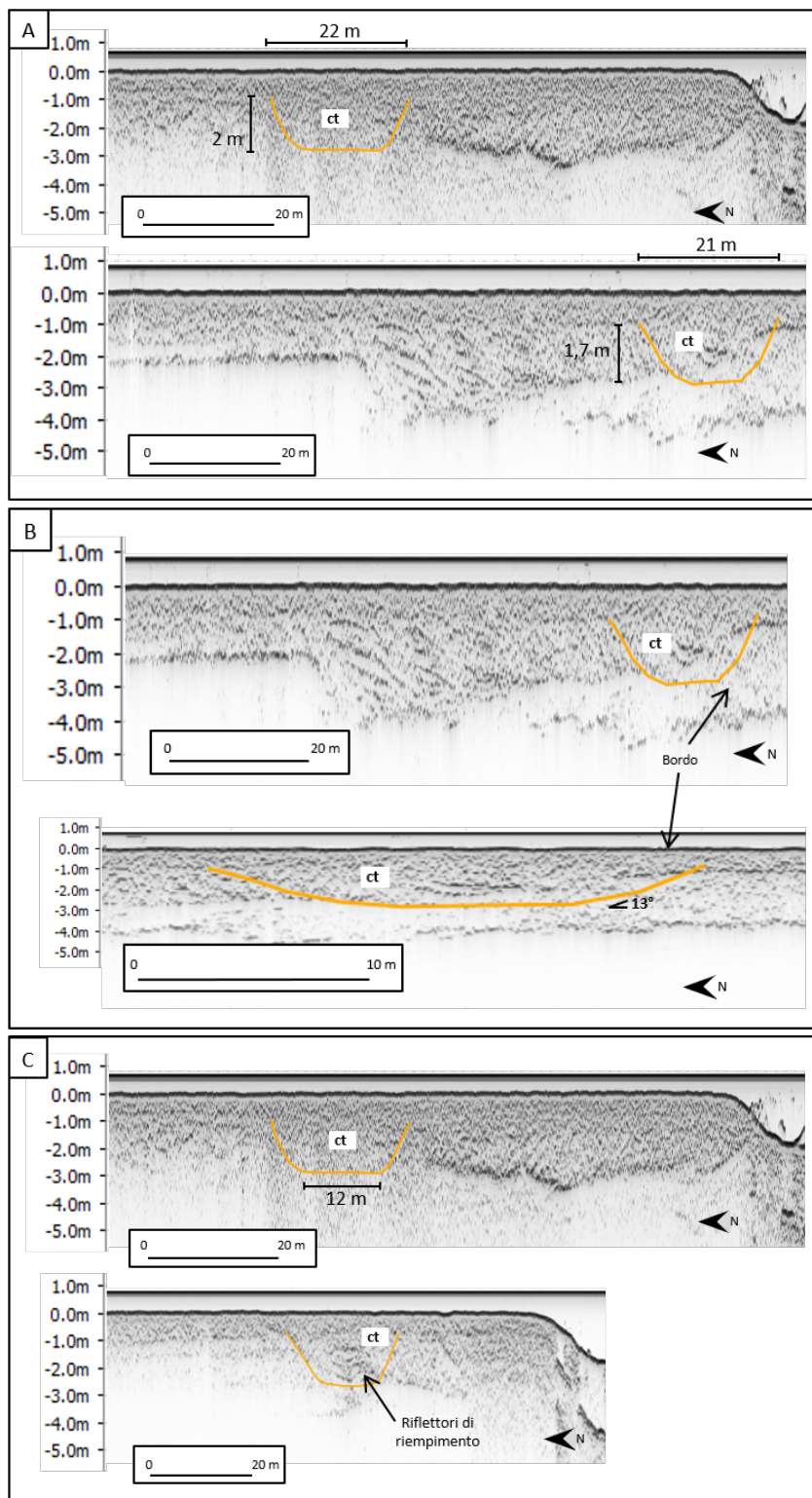


Fig. 17. (A)* Elemento ct con relativi spessori ed estensioni laterali: il primo caso mostra la scarsa risposta sismica del corpo; (B) sezione con i bordi visibili*, ed inclinazione di questi senza esagerazione verticale; (C)* estensione laterale della base del corpo, superficie di tetto non visibile, riflettori di riempimento concentrici.

* Immagini con esagerazione verticale pari a 6.

che da elevate profondità risale fino alla base dell'elemento ct, con un angolo di 3° (Fig. 18C).

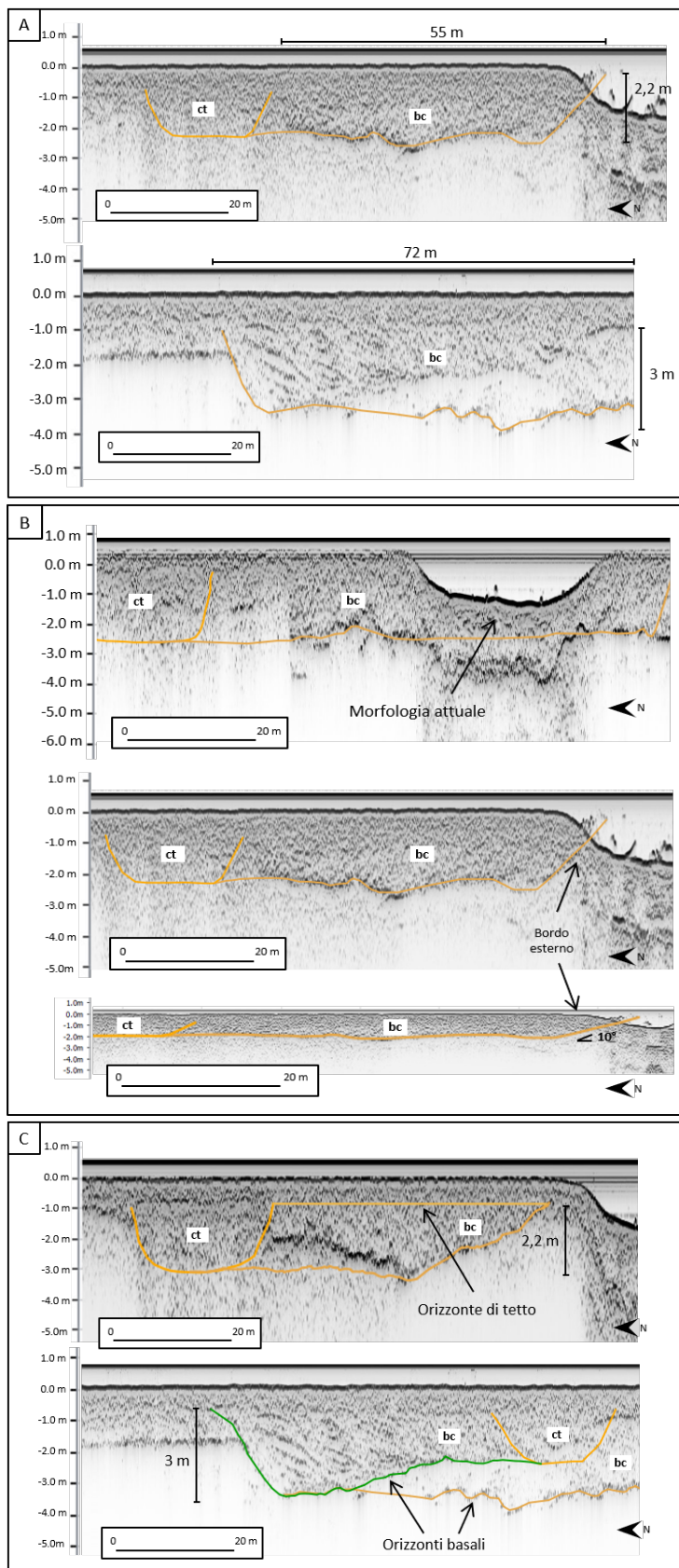
L'architettura interna dell'elemento bc presenta dei riflettori inclinati con la stessa orientazione del bordo esterno del corpo. Inoltre, essi sono disposti parallelamente tra loro e risultano concordanti col bordo interno dell'elemento ct. Sezioni provenienti da due porzioni diverse dell'area mostrano i riflettori di riempimento con diversa orientazione: pur mantenendosi paralleli al bordo interno del canale, quelli relativi alle sezioni occidentali hanno vergenza verso nord, mentre quelli appartenenti alle porzioni più orientali sono sud-vergenti (Fig. 18D).

Interpretazione

Nell'ambito del progetto ECHOS i segnali sismici degli elementi ct-bc sono stati interpretati come meandro di un paleocanale minore (Madricardo et al., 2012). Il presente studio approfondisce tale interpretazione considerando i due elementi architettonici che lo compongono.

Dal punto di vista interpretativo, il corpo ct rappresenta i depositi di un canale (Bagnold, 1960; Allen, 1982; Ghinassi et al., 2014) di dimensioni inferiori rispetto al corpo ch e con la tipica morfologia a base concava e tetto piano (Fig. 17A). A differenza di quanto visto per ch, questo corpo risulta sempre tagliato trasversalmente alla direzione di paleotrasporto, e quindi sia la sua estensione laterale che i suoi bordi mantengono valori costanti in tutti i profili sismici (Fig. 17B).

L'osservazione congiunta della forma simmetrica di ct e del taglio sempre trasversale alla direzione di trasporto nelle varie sezioni ha permesso di interpretare l'andamento di questo canale come relativamente sinuoso. Dalle caratteristiche dell'orizzonte basale, il corpo sembra aver mantenuto una profondità costante lungo l'area investigata, impedendo così di riconoscere eventuali zone di pool o di riffle, come invece è stato ipotizzato per il corpo di canale già trattato. I riflettori presenti nel suo riempimento testimoniano la fine dell'attività del canale e la sua progressiva fase di occlusione (Fig. 17C).



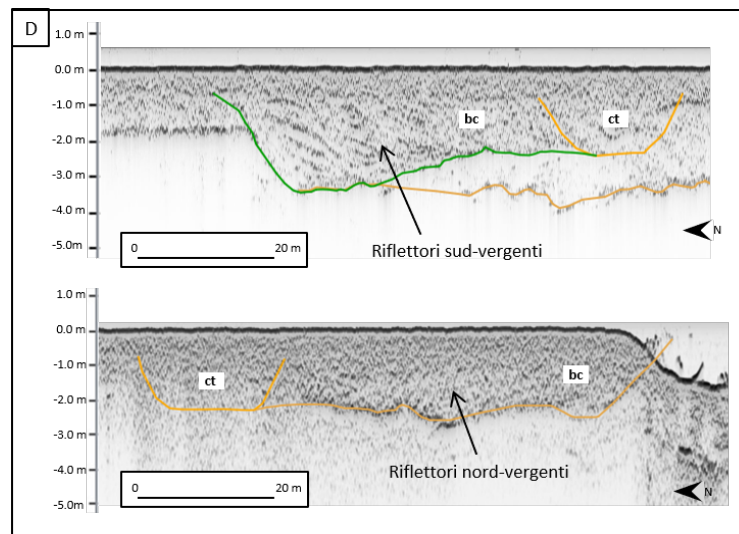


Fig. 18. (A)* Elemento bc con rispettivi spessori ed estensioni laterali a seconda della sezione: dall'alto, zona occidentale e zona orientale; (B) bc tracciato anche sotto la morfologia attuale*, con le inclinazioni dei bordi in una sezione senza esagerazione verticale; (C)* orizzonte di tetto, basi di bc nelle diverse sezioni (dall'alto, zona occidentale e zona orientale); (D)* diverse vergenze dei riflettori interni al corpo.
* Immagini con esagerazione verticale pari a 6.

I set inclinati dell'elemento bc sono stati interpretati come depositi derivanti dalla migrazione laterale del canale, e pertanto, in analogia con l'elemento br, anche i depositi degli elementi bc possono essere interpretati come point bars (Brice, 1974; Nanson, 1980) (Fig. 18A). L'inclinazione dei bordi della barra è inferiore rispetto a quanto visto per le point bars del canale principale, viste in un taglio trasversale al paleoflusso (Fig. 18B).

In questo contesto, l'andamento sub-orizzontale della superficie basale della barra è attribuito ad uno spostamento laterale del thalweg. Al contrario, nelle aree orientali in cui la superficie basale tende a sollevarsi è possibile ipotizzare che la migrazione laterale del canale sia stata accompagnata da una componente di spostamento verso l'alto, che ha permesso la preservazione dei depositi sottostanti (Fig. 18C).

In generale, nemmeno per il complesso ct-bc sono stati individuati corpi di crevasse splay ed argini (Ielpi & Ghinassi, 2014).

Elemento ob

Descrizione

Le aree limitrofe ai corpi ch, ct, br e bc presentano in genere scarsi segnali acustici e spesso l'unica risposta visibile è rappresentata da un riflettore planare e nel complesso rettilineo, che si trova a circa -2,2 m dal fondale lagunare attuale (Fig. 19A). Al di sopra di questo e dei depositi di barra e di canale già interpretati, la risposta sismica non è molto chiara, ma sembra identificare dei riflettori con andamento orizzontale. Essi terminano verso l'alto, combaciando con il fondale lagunare attuale. Tra questi, è stato tracciato un ulteriore orizzonte a congiunzione degli estremi superiori dei bordi dei corpi ch, br, ct e bc (Fig. 19B).

Interpretazione

Nel complesso l'elemento ob è stato interpretato come rappresentativo dei depositi di overbank, nella piana tidale in questione. In particolare, il riflettore raffigurato in Fig. 19A rappresenta il substrato che è stato eroso durante la formazione e la migrazione laterale dei depositi canalizzati precedentemente interpretati. In generale, infatti, il potenziale di preservazione dei depositi di overbank è limitato in quanto vengono spesso rimaneggiati ed erosi dai fianchi dei canali attivi (cf. Ielpi & Ghinassi, 2014). Nello specifico, l'elemento ob è stato interpretato come piattaforma tidale, grazie alle ricostruzioni ambientali ed alle datazioni effettuate per il progetto ECHOS (Madricardo et al., 2012; Tosi et al., 2009). Le restanti porzioni descritte come elemento ob sono state interpretate come generali depositi di piana tidale impostatisi al di sopra dei corpi di barra e di canale, successivamente alla loro disattivazione. L'orizzonte tabulare tracciato in Fig. 19B rappresenta la superficie del fondale lagunare e i relativi depositi di overbank presenti durante il periodo di attività dei corpi canalizzati interpretati nell'area.

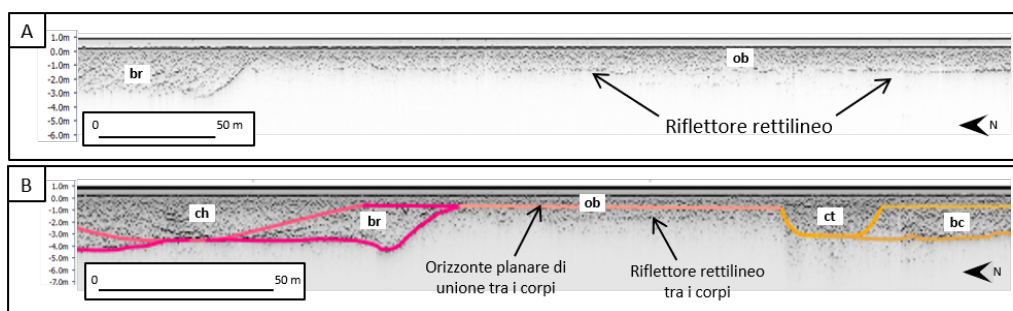


Fig. 19. (A)* Riflettore rettilineo, posto a -2,2 m dal fondale attuale; (B)* sezione sismica tutti gli elementi architettonici, tra cui il riflettore rettilineo (-2,2 m) e l'ulteriore orizzonte tracciato ad indicare la profondità del fondale nel momento di attività dei corpi che hanno originato i depositi in studio.

* Immagini con esagerazione verticale pari a 6.

3.2 Modello 3D

Le superfici che definiscono i diversi elementi architettonici nelle sezioni sismiche sono state interpolate nello spazio (vd. paragrafo “Metodi e Terminologia”) al fine di ottenere una loro rappresentazione tridimensionale. Gli studi architettonici 3D permettono infatti di ricostruire l’orientazione di corpi di canale e di studiarne i singoli meandri (Díaz-Molina & Muñoz-García, 2010). La prima di queste superfici è stata ottenuta interpolando i limiti del corpo *ch* di tutte le sezioni sismiche. Tale superficie rappresenta la morfologia del canale principale, nella sua posizione finale di attività (Fig. 20A). Osservandone l’andamento, il canale è costituito da 3 meandri (nominati qui 1, 2 e 3), di cui due parzialmente visibili ai bordi dell’area in studio (meandri 1 e 3), ed uno centrale (meandro 2) interamente visibile. Il meandro 2 presenta un asse orientato SW-NE. In media, il canale relativo all’elemento deposizionale *ch* presenta una larghezza di circa 35 m. La porzione basale del canale presenta un’estensione media di 18 m, variabile dai 20 m ai 15 m a seconda della zona di osservazione. La visualizzazione 3D del corpo di canale permette di evidenziare che i diversi spessori dell’elemento *ch* sono da attribuire a diverse profondità del canale (Fig. 14D). Nello specifico, le aree meno profonde e quelle più profonde rappresentano rispettivamente le zone di pool e di riffle del canale, create dalla diversa capacità erosiva del flusso in relazione all’andamento sinuoso del canale stesso (Fig. 20B). La modellizzazione 3D

della superficie conferma anche che la variabilità delle geometrie delle sezioni 2D del corpo canalizzato (i.e. elemento strutturale ch) è associata alla diversa orientazione delle sezioni sismiche rispetto all'asse del canale.

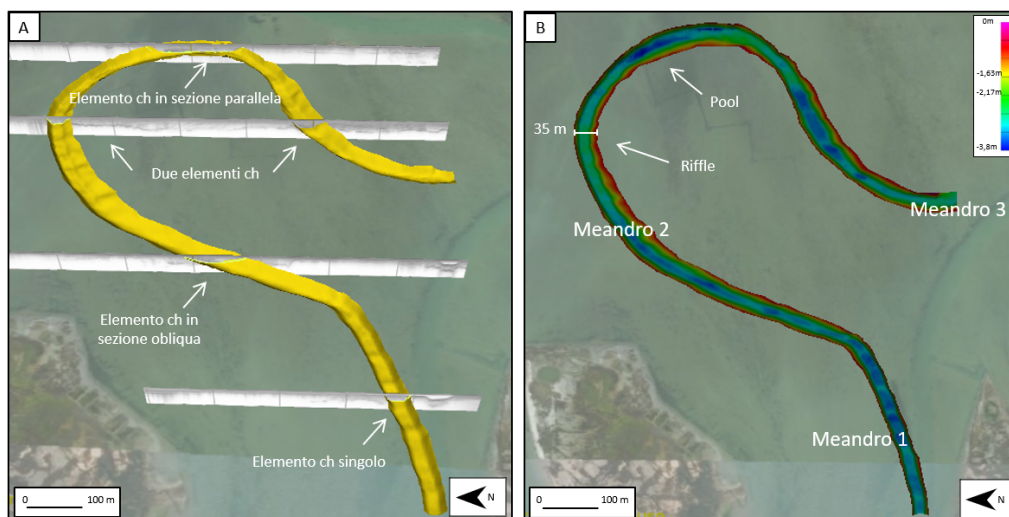


Fig. 20. (A) Ricostruzione 3D del canale principale (in giallo), sulla topografia attuale dell'area, con alcuni casi descritti degli orizzonti ch nelle sezioni sismiche; (B) canale principale con il valore di estensione media e i colori relativi alle diverse elevazioni lungo la sua superficie, per meglio osservare le zone di riffle e di pool.

Nel settore meridionale dell'area di studio, l'interpolazione dei limiti del corpo canalizzato ct ha permesso di identificare le geometrie di un secondo canale, che presenta dimensioni inferiori rispetto al canale principale (Fig. 21A). Questo canale mostra infatti una larghezza di circa 20 m, in accordo con l'estensione laterale media dell'elemento strutturale ct. Il canale presenta un andamento leggermente sinuoso, è orientato circa SE-NW e taglia il meandro 2. In base alla morfologia ed alla sua ubicazione, questo canale di minori dimensioni può essere interpretato come un canale di chute che drena attraverso il meandro 2. Questa tipologia di canale implica la nascita nel sistema di un piccolo corso canalizzato che via via congiunge le porzioni upstream e downstream di un certo meandro, spostando il flusso principale dal suo corso iniziale al nuovo percorso più breve (Ghinassi, 2010).

La sua profondità varia da circa 2 m per la porzione più ad ovest, a 1,7 m per l'area più orientale e mostra una minore variabilità rispetto a quella del canale principale (Fig. 21B).

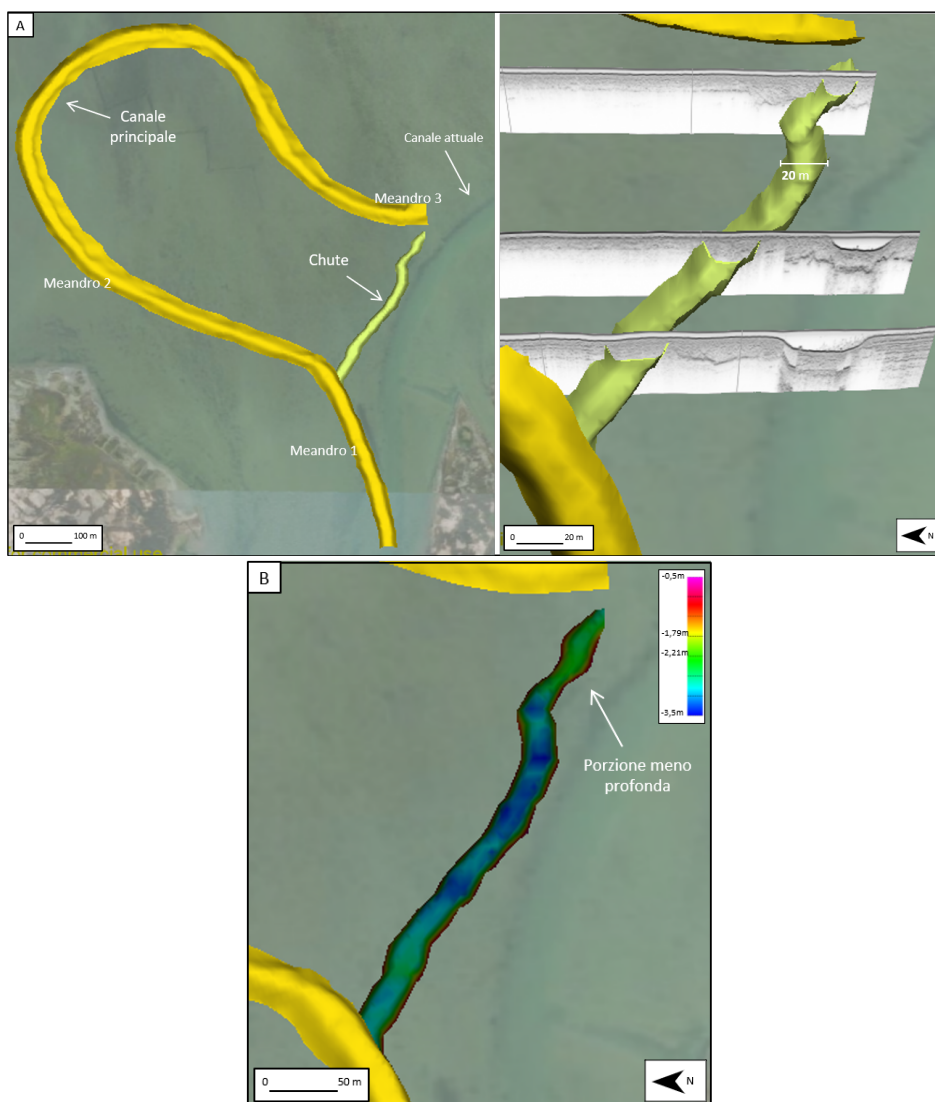


Fig. 21. (A) Canale principale e canale di chute (in verde), con alcune sezioni sismiche in cui ne sono stati identificati gli orizzonti e il valore di estensione laterale medio; (B) scala verticale di elevazione applicata alla superficie del chute. Nella porzione orientale ne diminuisce lo spessore.

L'interpolazione delle superfici di tetto e di base relative ai corpi di barra identificati nelle sezioni 2D ha permesso di definire le geometrie 3D delle point bars associate ai meandri formati dal canale principale (Fig. 22) e pertanto nominate “barra 1”, “barra 2” e “barra 3”.

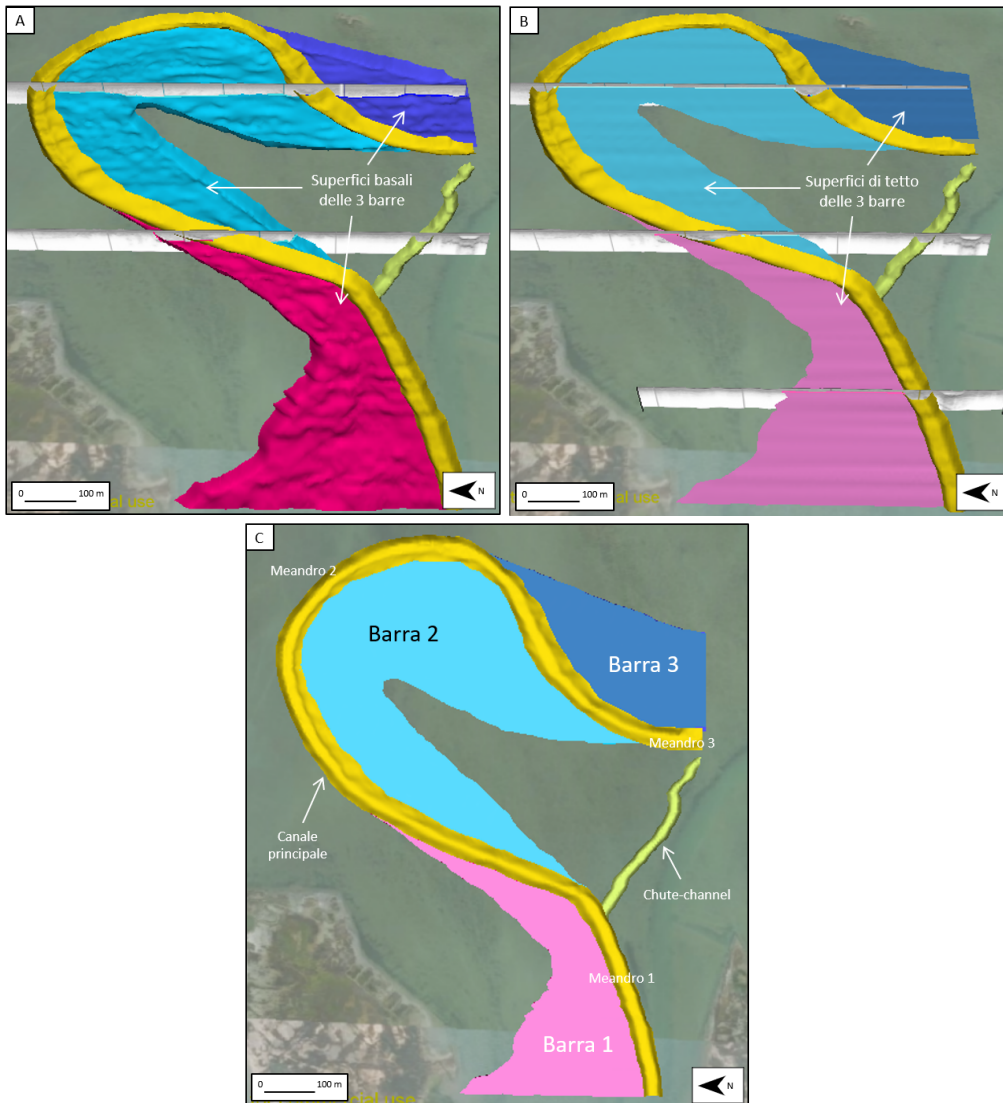


Fig. 22. (A) Canale principale, canale di chute e le 3 superfici basali (compresi i bordi esterni) delle 3 point bars relative al canale principale, con alcune sezioni in cui sono state riconosciute; (B) canale principale, chute, e le 3 superfici di tetto delle barre, con alcune sezioni in cui sono state identificate; (C) insieme degli elementi 3D ricostruiti finora, visti in pianta, con i rispettivi nomi.

La barra 2 è l'unica delle tre ad essere completa e perfettamente osservabile nelle sue dimensioni. Le altre due point bars sono visibili parzialmente, così come il meandro associato, in quanto si estendono oltre l'area di studio.

La barra 1 è situata nella porzione più occidentale dell'area ed è caratterizzata da una forma meno regolare rispetto alle altre due. Nello specifico presenta un'estensione variabile, da un massimo di 390 m, dove termina l'area in studio ad ovest, ad un minimo di pochi metri, più verso NE dove si chiude la point

bar. In media ha un'estensione di circa 100 m lungo tutto il suo corpo. Il suo spessore è di circa 2,6 m con i valori più elevati in prossimità del bordo interno (i.e. zona dove la barra si è enucleata), di circa 3,5 m. I valori minimi, di 1,7 m, sono stati invece registrati nella porzione centro-meridionale della barra che combacia con le zone in cui nei profili bidimensionali è visibile un cambio di risposta sismica degli orizzonti di riempimento, passando da riflettori marcati e con bassi angoli di inclinazione ad una zona senza un'apparente risposta acustica (Fig. 15F, secondo caso). Queste due porzioni sono state interpretate come differenti fasi di crescita della barra (Fig. 23). Durante il passaggio tra la prima e la seconda fase, il thalweg tende a risalire, causando una generale diminuzione della profondità del canale.

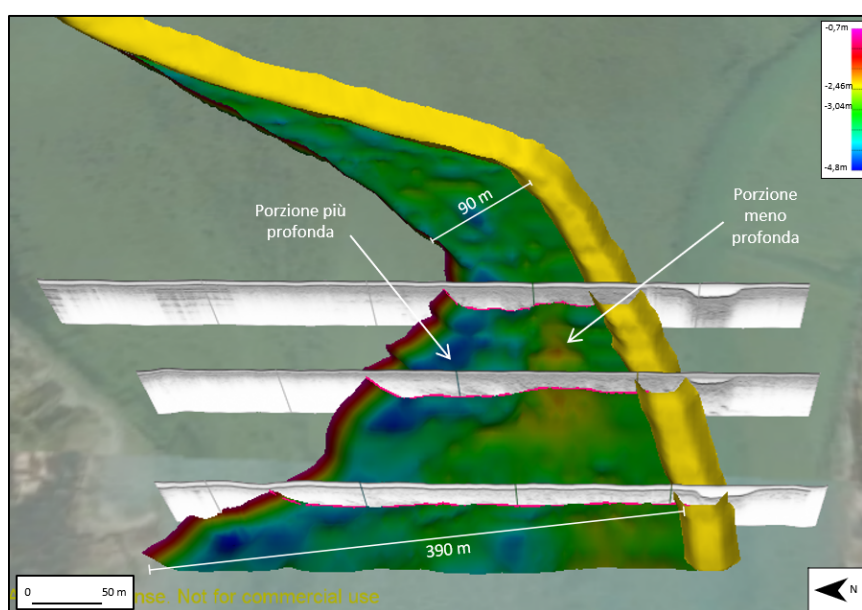


Fig. 23. Barra 1 con estensione media e massima e con i colori della scala di elevazione verticale, utile nel riconoscere le variazioni di profondità. Sono riportate alcune sezioni in cui è visibile la diversa risposta sismica tra riflettori (Fig. 15F secondo caso).

La barra 2 è situata nella porzione centrale dell'area in studio e presenta una massima estensione media di 120 m (Fig. 24A). Il suo spessore, a differenza di quanto visto per la barra 1, è più costante e si aggira intorno a valori di circa 3 m, sebbene lungo il fianco di enucleazione della barra ed in alcune porzioni interne della barra siano registrati valori leggermente superiori rispetto alla

media. Allo stesso modo, internamente a questa sono visibili aree ad inferiore spessore. Infatti, nella superficie basale della barra sono visibili alcune porzioni di forma allungata, caratterizzate da una profondità inferiore alla quota media della superficie, ed altre a maggior profondità, ma meno evidenti (Fig. 24A). È stato infine possibile tracciare la traiettoria di migrazione dell'apice della barra tramite la correlazione tra le diverse sezioni che mostravano geometrie convesse degli strati inclinati interni (Fig. 15D, 24B). Questa correlazione mostra che l'apice della barra migra nel tempo definendo una traiettoria curvilinea associata ad un progressivo spostamento della direzione di migrazione da NE ad E.

La barra 3 è situata nella porzione più orientale dell'area in studio ed è caratterizzata da una morfologia molto regolare che permette di ipotizzarne un'estensione laterale media di 150 m, mentre per la sola porzione che è stato possibile ricostruire i valori medi si attestano intorno ai 120 m, con un picco di 180 m misurato in prossimità del bordo meridionale dell'area. Lo spessore è relativamente costante in tutto il corpo, e si aggira intorno ai 3 m (Fig. 25). Come per la precedente barra, in prossimità del bordo interno è visibile un locale aumento della profondità basale, dovuto alla morfologia del bordo stesso. I riflettori interni di questo corpo, riconosciuti nelle sezioni sismiche relative, mostrano una variazione d'angolo piuttosto evidente (Fig. 15F, primo caso). Come per la barra 1, tali variazioni sono state interpretate come rappresentative di diversi stadi di crescita della barra (Fig. 25).

L'interpolazione delle superfici che delimitano gli elementi architettonici bc nelle sezioni 2D ha permesso di definire due corpi di barra, denominati qui "barra ch1" e barra ch2" (Fig. 26), rispettivamente caratterizzati da riflettori interni nord-vergenti e sud-vergenti (Fig. 18D). Questi due corpi sono stati identificati come due barre generate dall'evoluzione morfodinamica del canale di chute.

La barra ch1 si estende per tutta la lunghezza del canale di chute e presenta un'estensione laterale di circa 73 m. La barra ch1 è caratterizzata da uno spessore pressoché costante di ca 2,2 m nell'area compresa tra la zona di

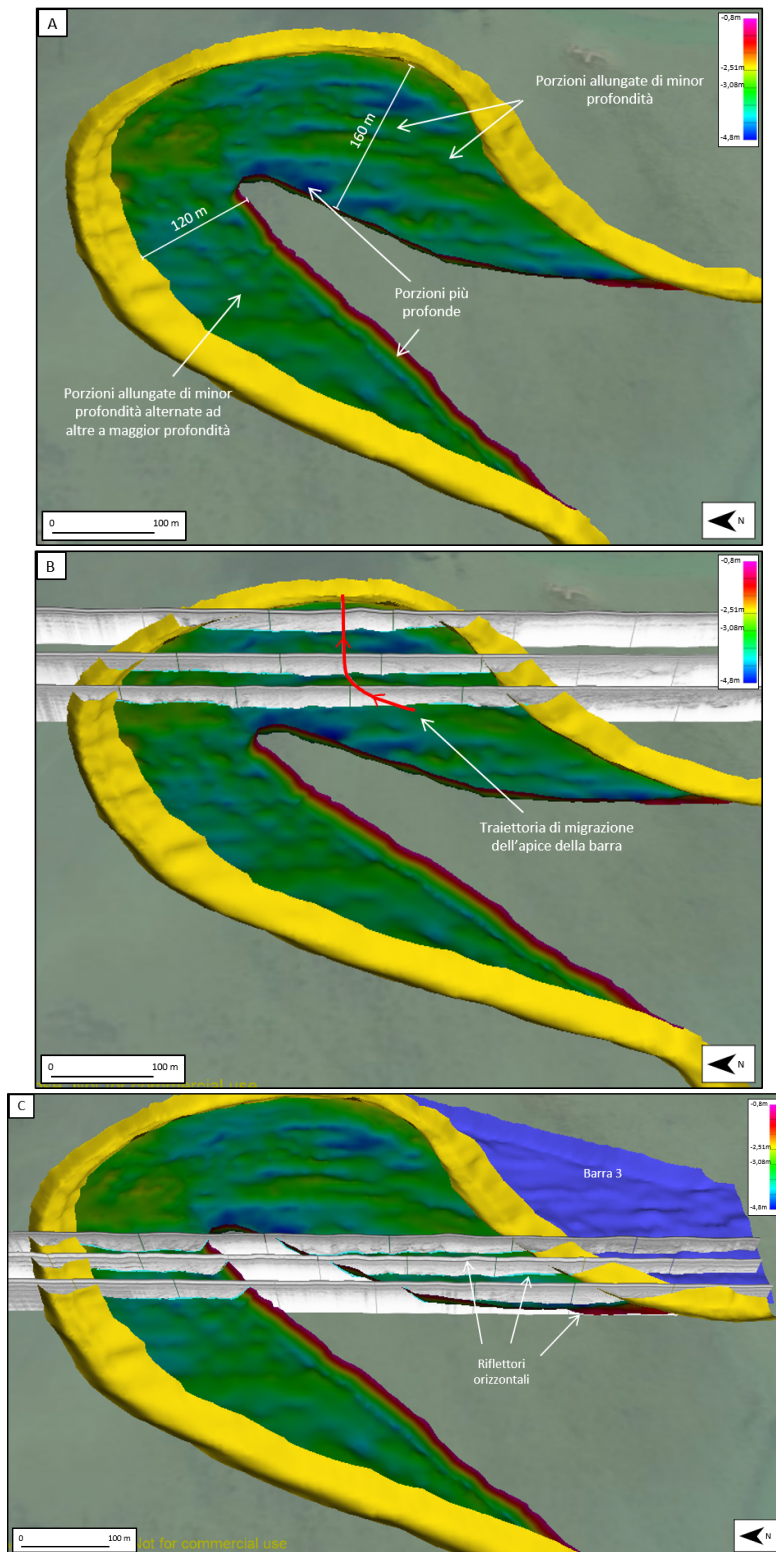


Fig. 24. (A) Barra 2 con le misure di estensione media e massima, la porzione vicina al bordo di enucleazione più profonda, le zone di forma allungata riconoscibili dalla profondità costante; (B) sezioni sismiche con la struttura convessa dei riflettori interni che individuano la traiettoria di migrazione dell'apice della barra 2; (C) sezioni sismiche con i riflettori orizzontali (Fig. 15E) in prossimità del canale principale.

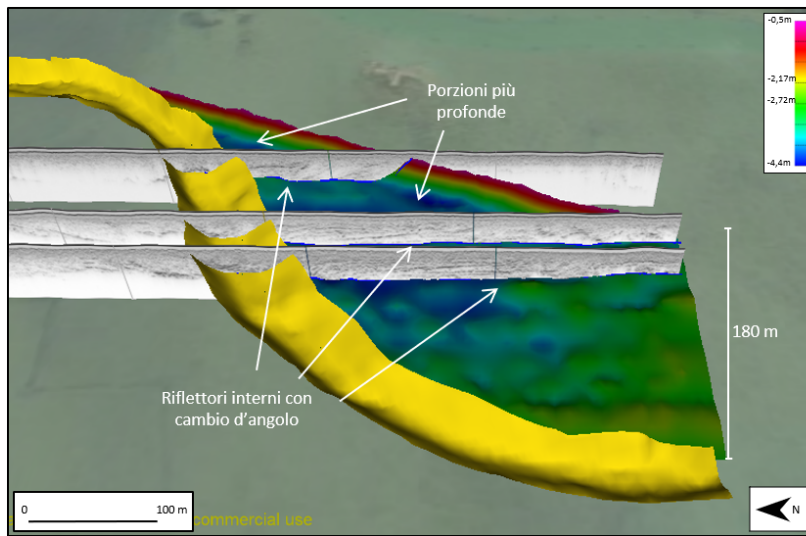


Fig. 25. Barra 3 con la misura di estensione massima misurata e la porzione radente al bordo di enucleazione con maggior profondità. Inoltre sono riportate tre sezioni sismiche in cui è visibile il cambio d'angolo dei riflettori interni alla point bar.

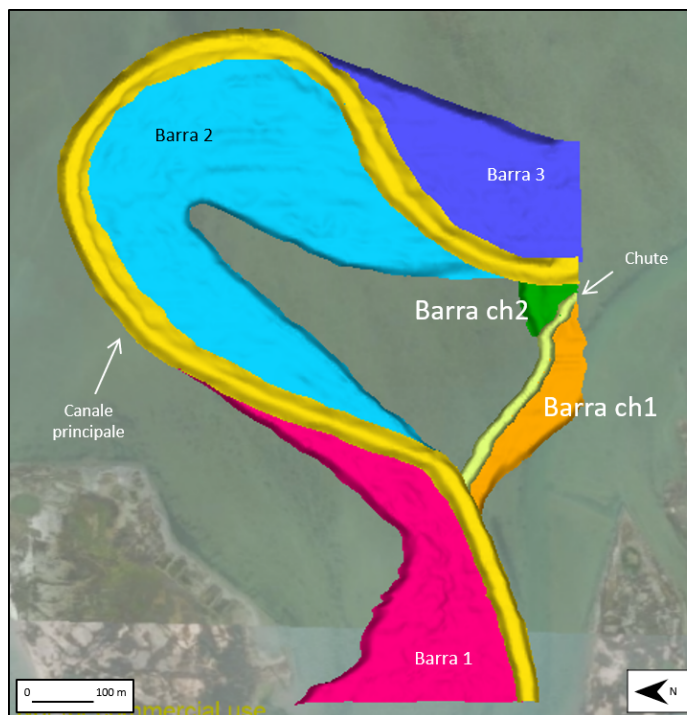


Fig. 26. Insieme degli elementi ricostruiti finora con l'aggiunta delle due barre del canale di chute, ed i rispettivi nomi.

enucleazione ed il canale di chute, mentre lo spessore si riduce drasticamente a circa 1 m laddove la barra ch1 è sovrastata dalla barra ch2 (Fig. 18C e 27A-B).

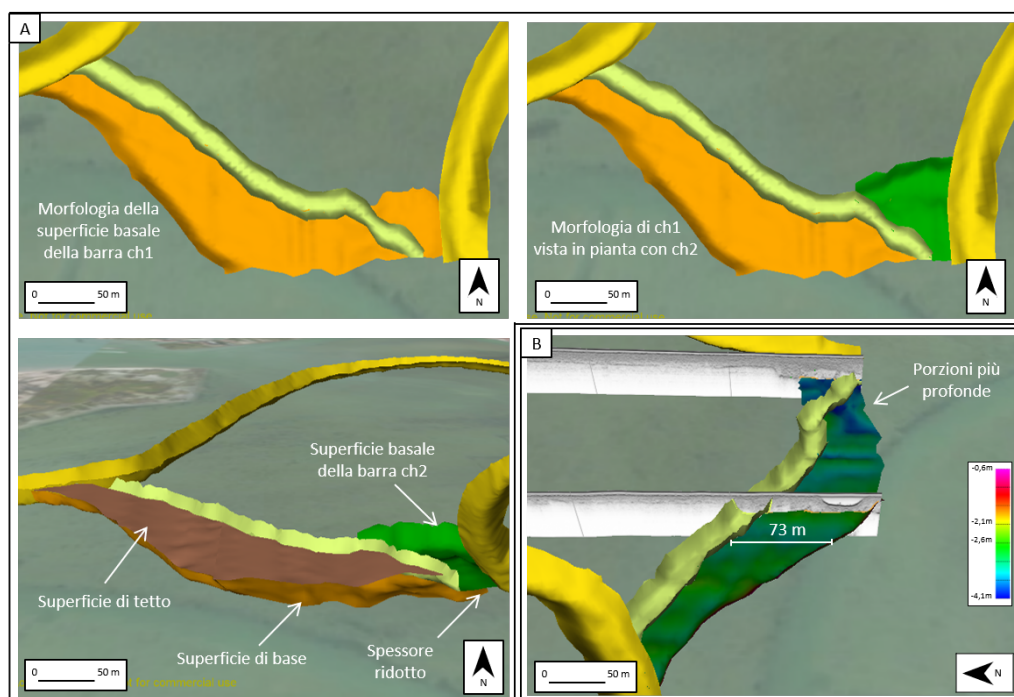


Fig. 27. (A) Barra ch1, vista nella sua estensione completa lungo il canale di chute e con la barra ch2 nella porzione orientale. Inoltre è riportata un'immagine della barra ch1 con le superfici di base e di tetto, ed il ridotto spessore al di sotto della barra ch2; (B) barra ch1 con l'estensione media e la scala d'elevazione applicata per vedere le variazioni di spessore basali.

Il corpo di barra ch2 è invece limitato alla porzione orientale del sistema del canale di chute, e si trova in posizione settentrionale a questo. Come si può apprezzare nella Fig. 28 le sue dimensioni sono inferiori a tutti i corpi di barra individuati nell'area in studio. Il suo valore massimo di estensione è di circa 75 m. In prossimità del suo bordo interno gli spessori approssimano i 3 m, ma proseguendo verso il bordo del canale di chute, i valori diminuiscono gradualmente fino ad 1,7 m eguagliando quelli del corpo di canale stesso (Fig. 18C, secondo caso).

Le ultime due superfici create rappresentano la morfologia del fondale lagunare al momento dell'attività dei corpi canalizzati già ricostruiti: in tal modo, non corrispondono al substrato lagunare eroso dai corpi canalizzati, che nelle sezioni è risultato visibile a circa -2,2 m rispetto al fondale attuale. Per questo scopo, sono stati interpolati tra loro gli orizzonti rettilinei tracciati per congiungere le estremità superiori dei bordi di barre e canali. Le due superfici

create hanno un andamento tabulare e, insieme agli altri corpi, delimitano i bordi dell'area di studio (Fig. 29).

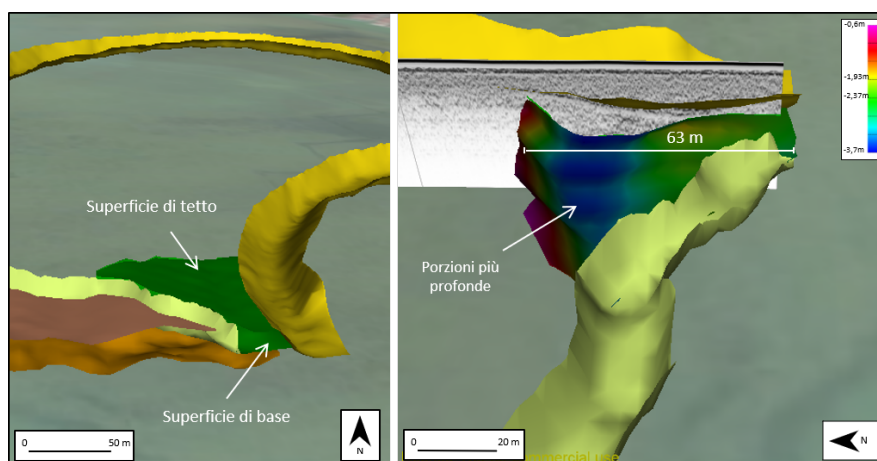


Fig. 28. Superficie di base e di tetto della barra ch2. Immagine con i colori d'elevazione della medesima barra con una sezione sismica per apprezzarne maggiormente la forma.

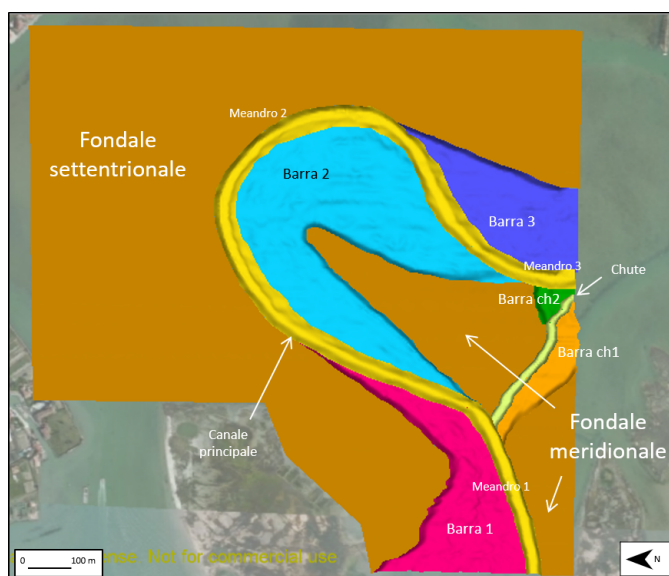


Fig. 29. Insieme di tutti i corpi ricostruiti nell'area in studio. In marrone, le ultime due superfici create, rappresentanti i fondali presenti durante l'attività del canale principale e del chute.

Per ognuna delle 5 barre sono stati calcolati i volumi, tramite l'utilizzo delle superfici che bordano i rispettivi corpi. Chiaramente, i volumi di tutte le barre, eccetto la 2, sono parziali e non rappresentano le reali dimensioni dei corpi, poiché calcolati con le superfici ricostruite nella sola area in studio (Fig. 30A).

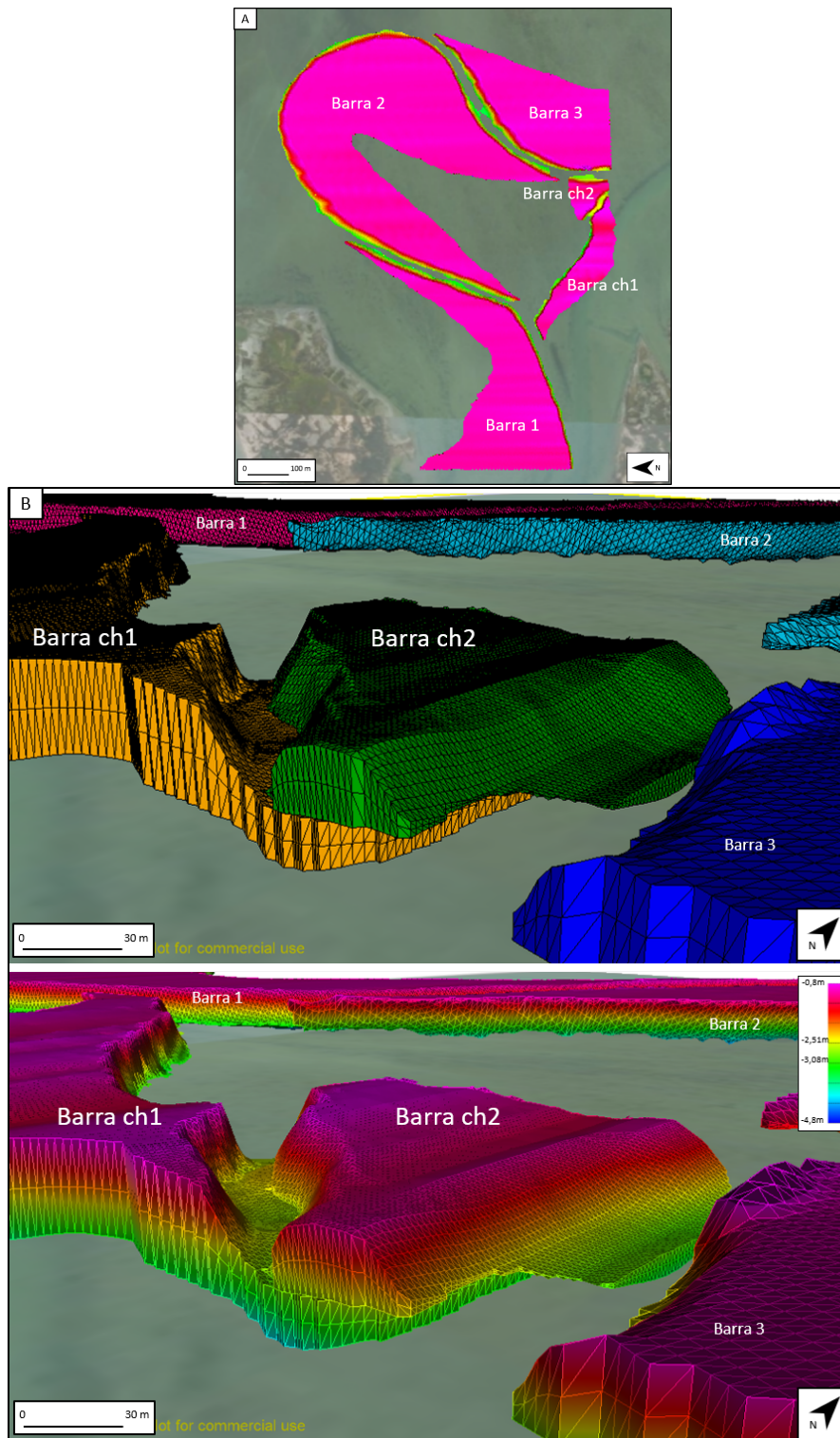


Fig. 30. (A) I volumi delle 5 barre ricostruite nell'area in studio, viste dall'alto con le scala dei colori per i valori di elevazione verticale; (B) i volumi delle barre ch1 (in arancione) e ch2 (in verde), e con la scala d'elevazione dei colori, in una vista laterale, utile a comprenderne le disposizioni spaziali e la posizione del canale di chute.

Il corpo di barra 1 presenta un volume di 132.052 m^3 , la barra 2 è tra tutte la più grande con 316.414 m^3 , mentre la barra 3 presenta un volume di 107.344 m^3 . Per quanto riguarda il sistema del canale di chute, le due barre presentano volumi inferiori, in quanto le dimensioni stesse sono più ridotte rispetto a quanto visto per il canale principale: la barra ch1 è caratterizzata da un volume di 26.948 m^3 , mentre il valore della barra ch2, ossia la più piccola dell'intera area, è pari a 6.707 m^3 . Inoltre, osservando i volumi di queste ultime due barre, risulta più semplice comprendere la loro singolare disposizione (Fig. 30B). In generale, i volumi hanno permesso di ricostruire al meglio la morfologia dei rispettivi corpi di barra, dandone una ricostruzione più realistica rispetto alle singole superfici bordanti.

3.3 Dati di sondaggio

Le analisi di alcuni dati carotati nell'ambito del progetto ECHOS sono state utilizzate per avvalorare le ipotesi presentate finora. Nello specifico, dei 15 sondaggi effettuati nell'area della Palude S. Caterina, sono stati qui utilizzati i sondaggi: SA1, SA4, SA5, SA6, SA8, SA9, SA12 (Fig. 31). I carotaggi numero SA4, SA5, SA8 e SA9 sono stati già utilizzati precedentemente per le ricostruzioni ambientali effettuate per il progetto ECHOS (Madricardo et al., 2007).

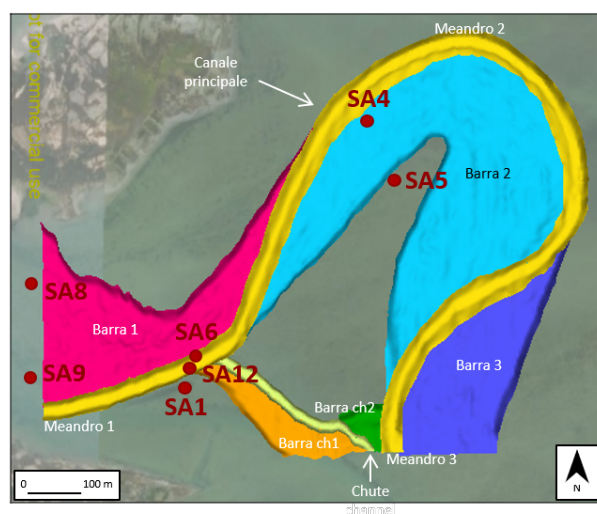


Fig. 31. Gli elementi ricostruiti con l'ubicazione dei carotaggi, eseguiti nell'area, utilizzati in questo lavoro.

I sondaggi SA4, SA8 ed SA9 sono stati prelevati in corrispondenza di anomalie acustiche rilevate durante la fase di elaborazione dei dati sismici per il progetto ECHOS (Fig. 32A). Lo scopo di tali sondaggi era quello di confermare o meno la presenza dei depositi di paleocanale. Questi carotaggi mostrano stratigrafie simili, ed il sondaggio SA8 è preso come rappresentativo degli altri. Da -8,50 m a circa -4,25 m è stata riconosciuta una successione sovraconsolidata con diverse strutture pedogeniche (concrezioni carbonatiche ed ossidi di ferro) costituita dall'alternanza di sabbie fini, sabbie medie e limo sabbioso. I successivi depositi, da -4,25 m a -1 m, sono caratterizzati da una fitta alternanza di sabbia siltosa laminata e silt sabbioso con layer più grossolani, la cui porzione basale è caratterizzata da una granulometria di poco superiore (silt sabbioso). Ovunque, in questa successione, sono stati ritrovati resti di molluschi e Foraminiferi lagunari, e frammenti vegetali. Infine, l'ultimo metro circa del sondaggio SA8 è costituito da silt argilloso contenente bioturbazioni, rari resti vegetali e di molluschi (*Cerastoderma Glaucum*) (Fig. 32B).

Il carotaggio numero 8 ha permesso pertanto di individuare 3 intervalli stratigrafici (Fig. 32B), che concordano in pieno con le ricostruzioni derivanti dai dati sismici. Infatti gli orizzonti più profondi (fino a circa -4 m) rappresentano la sedimentazione alluvionale del tardo Pleistocene, con evidenze di pedogenizzazione delle porzioni sommitali (*Caranto*). L'intervallo centrale (da -4 m ca, a -1 m ca) è associato a depositi di point bar (barra 1) sviluppatasi in un ambiente tidale e non fluviale, per via dell'alternanza fitta di sedimenti siltoso-sabbiosi e siltoso-argillosi (Thomas et al., 1987; Johnson & Dashtgard, 2014). Infine la porzione sommitale è indicativa della sedimentazione in un ambiente lagunare di piattaforma tidale, grazie al contenuto fossilifero ed alle abbondanti bioturbazioni, simile a quello dell'attuale fondale dell'area in studio. Queste tre unità sono state ritrovate anche nei sondaggi SA4 ed SA9, con minime variazioni degli spessori delle singole unità (Fig. 32C). Il sondaggio SA4 è ubicato nella point bar 2, mentre SA9 nella barra 1, come SA8: in SA9 però i tre intervalli litostratigrafici sono meno facilmente distinguibili in quanto il sondaggio è caratterizzato

principalmente da limo argilloso. Inoltre l'elevata profondità a cui si trovano i depositi continentali (da -9 m a circa -8 m) nel sondaggio SA9 è legata probabilmente ad irregolarità basali della superficie del *Caranto*. In SA8 ed SA4, la profondità a cui è presente il passaggio dalla superficie di *Caranto* ai depositi di barra, corrisponde alla quota basale delle point bars rispettive ricostruite in questo studio. Inoltre, la superficie in cui sono stati collocati i tetti delle singole barre corrisponde alla profondità in cui nei carotaggi è visibile il passaggio tra il secondo e il terzo intervallo stratigrafico (Fig. 32D).

I carotaggi SA5 ed SA1 sono stati invece effettuati in aree che nella ricostruzione proposta cadono al di fuori dei depositi associati ai canali tidali (Fig. 31, 33A). In entrambi la porzione a più elevate profondità (da -8 m ca a -4,25 m ca) presenta le medesime caratteristiche descritte per la corrispondente successione del sondaggio SA8. Sono state infatti riconosciute sabbie medio-fini alluvionali, con un forte grado di alterazione superficiale, interpretabili come depositi tardo Pleistocenici. Il successivo intervallo, da -4,25 m all'attuale fondale lagunare, è caratterizzato dalla stessa litologia osservata per l'intervallo superiore del sondaggio SA8, ovvero da fanghi di piattaforma tidale (Fig. 33B). Queste stratigrafie concordano pienamente con la ricostruzione effettuata, essendo prive dei depositi di canale che costituiscono l'intervallo centrale della stratigrafia della carota SA8. I carotaggi SA5 ed SA1 sono perciò collocati al di fuori dei sistemi canalizzati (Fig. 33C). Le datazioni al radiocarbonio, effettuate sui frammenti di gusci alla base dei depositi di canale nei sondaggi SA4, SA5, SA9 sono risultate molto concordanti tra loro, intorno ad un valore di 4500 anni BP. Quest'età è stata attribuita alla fase di attività del paleocanale ricostruito (Madricardo et al., 2007, Madricardo et al., 2012).

I carotaggi SA6 ed SA12 sono stati campionati all'interno del corpo di paleocanale ricostruito nel lavoro Madricardo et al., 2007, e nella ricostruzione proposta intercettano i depositi del canale principale (Fig. 34A). Il sondaggio SA6 presenta un ridotto intervallo di depositi alluvionali da -8,60 m a ca -7 m. Al di sopra di questo, lo spessore del sondaggio SA6 è costituito da depositi di

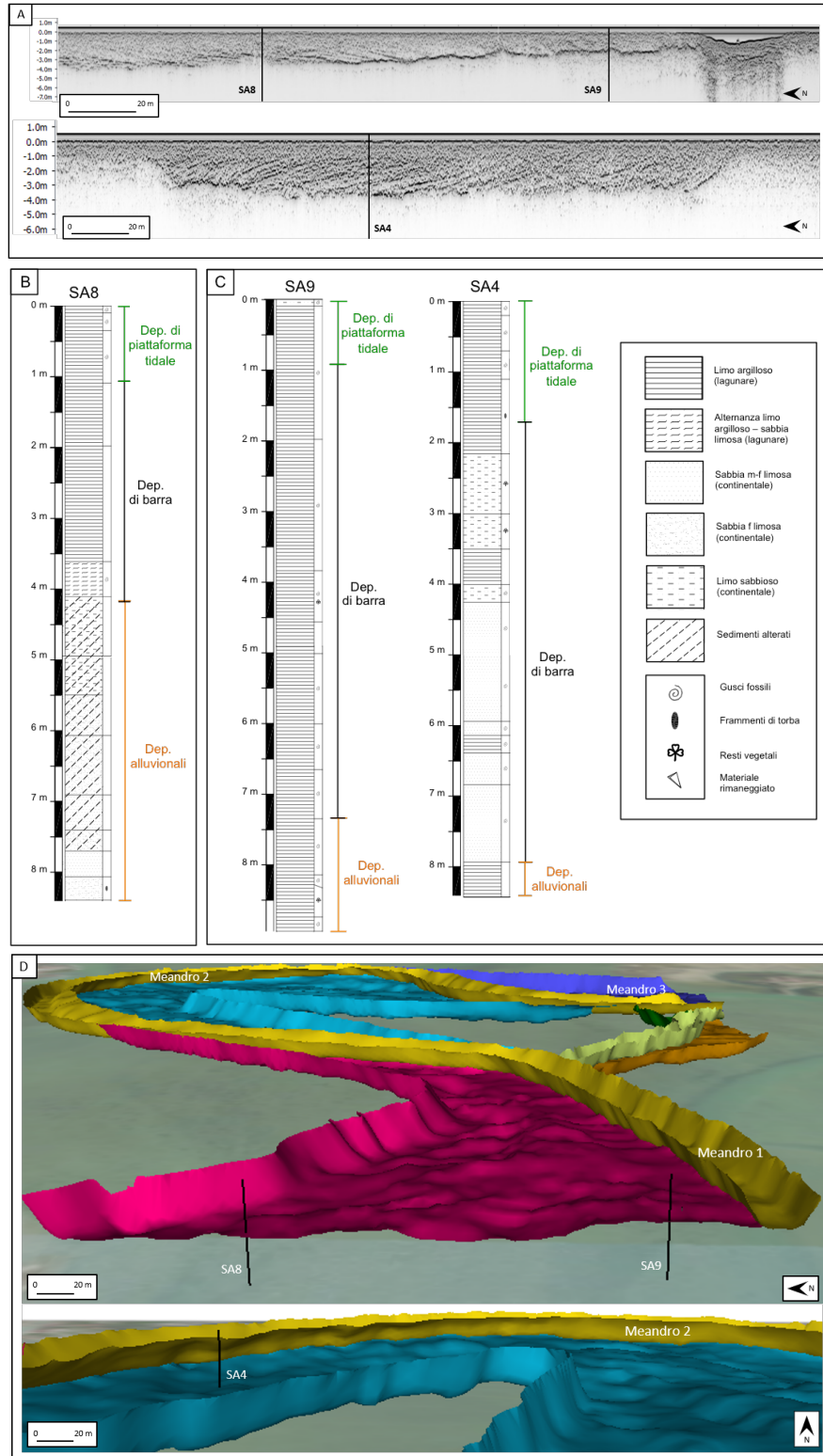


Fig. 32. (A) Profili sismici con le ubicazioni (linee verticali) dei carotaggi SA8, SA9 e SA4; (B) stratigrafia del sondaggio numero 8 con la distinzione dei differenti ambienti deposizionali individuati; (C) rispettive stratigrafie dei sondaggi SA9 e SA4; (D) ubicazione (linee verticali) dei carotaggi SA8, SA9 e SA4, nella ricostruzione 3D.

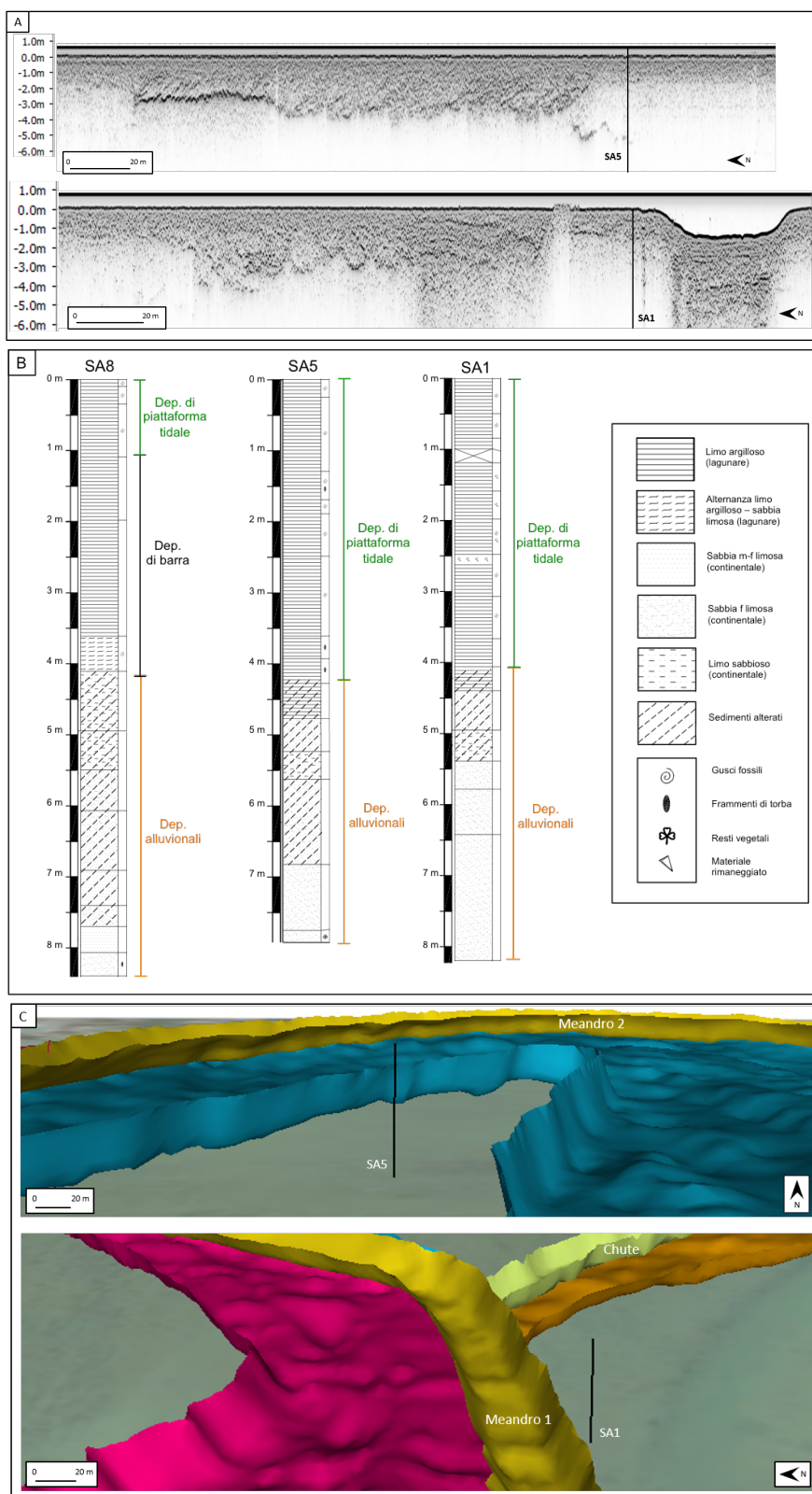


Fig. 33. (A) Profili sismici con le ubicazioni (linee verticali) dei carotaggi SA5 e SA1; (B) rispettive stratigrafie dei sondaggi, compreso il numero 8 come paragone; (C) ubicazione (linee verticali) dei carotaggi SA5 e SA1, nella ricostruzione 3D.

limo argilloso lagunare, con qualche piccola intercalazione di silt, rari resti vegetali e di molluschi (*Bittium Reticulatum*, *Cerastoderma Glaucum*). Anche per il sondaggio SA12 sono stati riconosciuti questi due intervalli stratigrafici, con variazioni nello spessore. In SA12 da -7,30 m a -4,70 m i sedimenti presentano le caratteristiche tipiche del tardo Pleistocene, ossia una sedimentazione alluvionale di sabbia e silt, con un intervallo sommitale alterato derivante dall'esposizione subaerea. Nei restanti metri fino al fondale attuale, è stata riconosciuta la successione limoso argillosa caratteristica di un ambiente tidale a bassa energia (Fig. 34B). In base alle loro caratteristiche ed ubicazioni, i carotaggi SA6 ed SA12 concordano con la ricostruzione effettuata: sono stati campionati in corrispondenza del riempimento del paleocanale (Fig. 34C). Più in dettaglio, in base ai diversi spessori dei depositi di riempimento del canale, SA12 è stato prelevato in corrispondenza del bordo esterno del canale, mentre SA6 in una porzione più centrale. Inoltre, l'elevata profondità a cui sono stati ritrovati i depositi lagunari del sondaggio SA6, è dovuta all'irregolarità basale della superficie di *Caranto*, qui non visibile. Perciò il carotaggio SA6, come il sondaggio SA9, è stato campionato in corrispondenza di una depressione.

Le informazioni congiunte dei dati 3D e di sondaggio hanno permesso di giungere alle seguenti osservazioni. In generale i corpi di canale presentano basi concave erosive comunemente coperte da un lag grossolano con discrete quantità di fossili, a confermare l'ambiente tidale (Ghinassi et al., 2014). Nel caso dei sistemi canalizzati rilevati nell'area di studio, il lag è caratterizzato da depositi di sabbia fine-siltosa, e la base erode i depositi alluvionali di *Caranto*. Progressivamente verso l'alto, i depositi diminuiscono di granulometria, fino ad un limo siltoso, testimoniando la fase di abbandono del canale in un generale trend fining-upward (Ielpi & Ghinassi, 2014). A conferma di ciò, il ritrovamento di bioturbazioni superficiali, dimostra l'assenza di un flusso principale. I corpi di point bar sono caratterizzati dalla presenza di lag basale, anch'esso con fossili lagunari, e top comunemente dominato da materiali fini (limo-siltoso). Il bedding interno è inclinato upstream nelle porzioni upstream, e viceversa per le porzioni downstream. I riflettori sono invece orizzontali nella

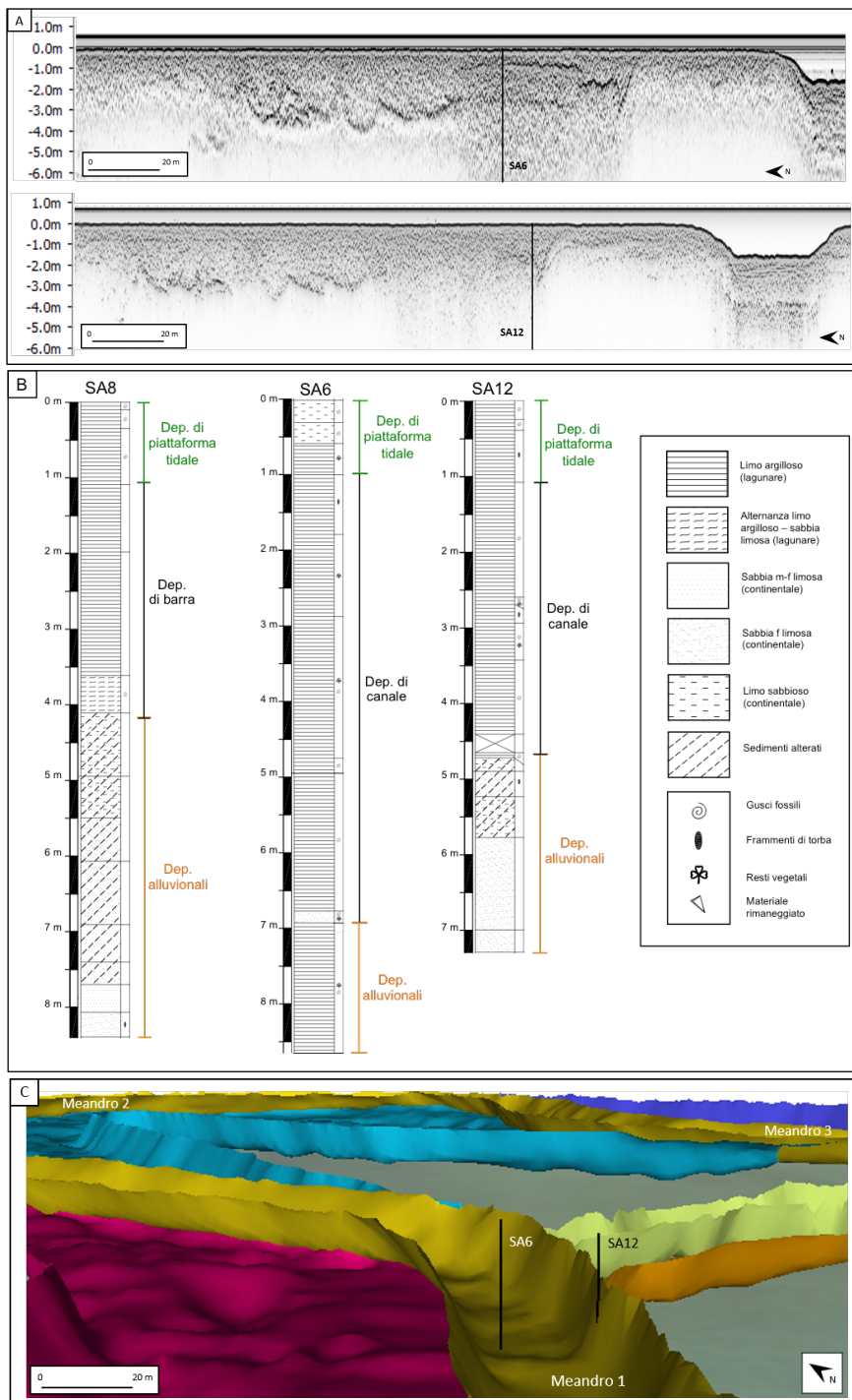


Fig. 34. (A) Profili sismici con le ubicazioni (linee verticali) dei carotaggi SA6 e SA12; (B) rispettive stratigrafie dei sondaggi, compreso il numero 8 come paragone; (C) ubicazione (linee verticali) dei carotaggi SA6 e SA12, nella ricostruzione 3D.

parte centrale, ossia nell'asse del meandro (Ghinassi et al., 2014). I depositi downstream sono talvolta caratterizzati da clasti di fango, collassati dai fianchi

della barra. Gli strati interni sono caratterizzati dall'alternanza di silt-sabbiosi e silt-argillosi bioturbati. Queste alternanze di sedimenti più e meno grossolani testimoniano le differenti fasi di marea che interessano l'area in studio (D'Alpaos et al., 2005). La firma tidale nel sistema è data perciò dal bedding eterolitico (Thomas et al., 1987; Johnson & Dashtgard, 2014) e dai ritrovamenti di fossili lagunari di acque salate nel lag di fondocanale (Wu et al., 2015). I depositi di overbank sono comunemente caratterizzati da fanghi bioturbati, in questo caso limo argilloso, contenenti resti vegetali e di molluschi (*Bittium Reticulatum*, *Cerastoderma Glaucum*). Questi depositi sono indicativi di un ambiente dominato dall'azione di marea, in particolare di una piattaforma tidale. La presenza di questa tipologia di sedimenti è spesso causa della ridotta componente espansiva dei meandri presenti. Il confinamento laterale di un canale, dovuto a depositi coesivi e poco erodibili, controlla infatti l'evoluzione in pianta dei suoi meandri (Ghinassi et al., 2013).

4. Discussione

Gli elementi deposizionali riconosciuti tramite l'analisi 2D e 3D dei dati sismici e la successiva integrazione con dati di carota, hanno permesso una dettagliata ricostruzione dell'evoluzione morfodinamica del canale esaminato. Tale ricostruzione e le relative implicazioni nell'ambito della sedimentologia dei meandri tidali verranno discusse nei successivi paragrafi seguendo la terminologia proposta in Fig. 12.

4.1 Evoluzione Morfodinamica

L'evoluzione morfodinamica del canale in esame è avvenuta attraverso 4 principali stadi (Fig. 35).

Stadio 1 (Fig. 35A)

All'inizio del primo stadio evolutivo, il canale in esame presenta una configurazione non troppo dissimile da quella raggiunta al termine della sua evoluzione, sia in termini di definizione dei meandri che delle loro dimensioni (linea nera in figura 35A). Il valore di sinuosità iniziale del sistema è pari a 2,48 ed in tutte le fasi evolutive questo parametro è stato calcolato per l'unico meandro interamente visibile, ossia il meandro 2. Durante questo primo stadio evolutivo, il meandro 1 è caratterizzato da un generale spostamento del canale verso SW, che sembra indurre un'accrezione espansionale (*sensu* Jackson, 1976) uniforme del corpo di barra associato. Così facendo, il meandro 1 passa da un raggio di curvatura ipotizzato di 160 m ad uno di 260 m ca. Allo stesso tempo, il meandro 2 è interessato da una crescita asimmetrica, che comporta una prevalente accrezione verso mare della barra associata (cf. “*downstream migration*” *sensu* Ghinassi et al., 2016 o “*translation*” *sensu* Jackson, 1976). Il meandro 2 passa da un raggio di curvatura iniziale di 90 m ad uno di 120 ca, e la sua sinuosità al termine di questa fase è pari al valore di 2,18. In questo primo stadio, per il meandro 3 è possibile ipotizzare una crescita verso mare del lato verso terra, che ha così permesso al canale di aumentare il suo raggio

di curvatura da un ipotetico iniziale di 405 m ad uno di 495 m. Le traiettorie di crescita in questo primo stadio sono rappresentate dalle linee rosse in figura.

Stadio 2 (Fig. 35B)

Nel secondo stadio evolutivo il meandro 1 è caratterizzato da un generale spostamento del lato mare del canale verso SSE, che induce una migrazione uniforme del corpo di barra associato, erodendo in parte i depositi originatesi nella precedente fase. Così facendo questo meandro passa da un ipotetico raggio di curvatura di circa 260 m, ad uno di 345 m ca. Tale crescita è consistente con quella che avviene nel meandro 2. Quest'ultimo infatti è caratterizzato da una generale traslazione verso mare, che definisce una migrazione dell'apice della barra verso NE (Fig. 35B). Al termine di questo stadio evolutivo il raggio di curvatura del meandro 2 passa dai 120 m precedenti, a circa 175 m, e la zona di pool definisce uno spostamento di circa 150 m. Il valore di sinuosità al termine di questo stadio è pari a 2,12. Come per il precedente stadio evolutivo per il meandro 3, è possibile ipotizzare una crescita del tipo *downstream migration* (*sensu* Ghinassi et al., 2016) verso mare, il cui raggio di curvatura resta praticamente invariato, rispetto alla precedente fase. Le traiettorie di accrezione di questa seconda fase, sono rappresentate in figura dalle linee blu.

Infine, in questo stadio evolutivo è ipotizzata l'attivazione del canale di chute collocato nel settore meridionale della barra 2.

Stadio 3 (Fig. 35C)

Durante il terzo stadio evolutivo il meandro 2 è interessato da una crescita asimmetrica, che comporta una prevalente migrazione verso terra, in direzione NNE, della barra associata ed una parziale erosione dei depositi accumulatisi lungo il lato mare della barra durante la fase precedente. In questo modo, il raggio di curvatura del meandro 2 si mantiene pressoché invariato. Inoltre, questa terza fase di crescita conferisce una forma più semicircolare e simmetrica al meandro 2. In questo stadio il valore di sinuosità misurato è pari

a 1,9. Contemporaneamente, il meandro 3 è interessato da un crescita asimmetrica, che comporta un'accrescimento verso terra della barra associata. Come per gli stadi precedenti, il raggio di curvatura del meandro 3 è ipotizzato ed in questa fase evolutiva passa da 495 m a 360 m ca. Allo stesso tempo il lato mare del meandro 1 presenta una componente di accrescimento in direzione SSE, continuando ad accrescere il corpo di barra associato e aumentando il suo raggio di curvatura da 345 m a 420 m ca. Risulta opportuno notare che entrambe le accrezioni dei meandri 2 e 3 si impostano in direzioni opposte rispetto alle precedenti accrezioni viste nelle prime due fasi. Le traiettorie evolutive di questa fase sono rappresentate dalle linee arancioni in figura. Nel terzo stadio evolutivo il canale di chute è caratterizzato da uno spostamento verso N del suo corso iniziale fino alla posizione finale (linee verde scuro in figura) da cui si deduce l'avvenuta accrescimento traslativa uniforme del corpo di barra associato, di circa 50 m come media.

Stadio 4 (Fig. 35D)

Il quarto stadio evolutivo è caratterizzato dal proseguimento di una ridotta componente traslativa della porzione verso mare del meandro 1, come già visto nella precedente fase evolutiva. Così facendo, il meandro 1 raggiunge il suo definitivo valore del raggio di curvatura ipotizzato, pari a circa 425 m. Il meandro 2 è interessato da un crescita asimmetrica, che comporta una prevalente direzione NNE di crescita espansionale della barra associata. Così facendo, si delinea una nuova traiettoria di spostamento dell'apice della barra che si sposta di circa 80 m in direzione NNE. Il raggio di curvatura finale del meandro 2, al termine di questo quarto stadio evolutivo, è di circa 205 m ed il valore di sinuosità è pari a 1,7. Durante questa fase il meandro 3 è caratterizzato da un marcato spostamento del canale verso terra, che sembra indurre un'accrescimento espansionale uniforme del corpo di barra associato. Questo processo ha portato al raggiungimento del valore finale stimato del suo raggio di curvatura pari a 300 m. Le traiettorie evolutive di questa fase sono rappresentate in figura dalle linee grigie.

Durante il quarto stadio evolutivo, la porzione occidentale del canale di chute è caratterizzata da uno spostamento verso N, che comporta la progressiva accrezione del corpo di barra osservato nella precedente fase. La porzione orientale del chute è interessata invece da una singolare crescita in direzione SW. Tali traiettorie di crescita sono rappresentate in figura dalle linee verde chiaro.

Conformazione finale (Fig. 35E)

Al termine delle quattro fasi evolutive, i sistemi canalizzati nell'area in studio presentano le geometrie visibili in figura. Gli stadi evolutivi 3 e 4 mostrano direzioni di crescita dei tre meandri opposte rispetto a quanto visto nelle prime due fasi: questo fatto determina l'erosione dei precedenti depositi e la finale disposizione delle geometrie interne ai corpi di barra associati. Al termine del quarto stadio, il fondale lagunare presentava la morfologia ricostruita in Fig. 36A. Inoltre, in Fig. 36B-C è rappresentata la superficie contenente il fondale lagunare al momento della quarta fase evolutiva e la massima erosione basale creata dalla migrazione laterale dei meandri dei sistemi canalizzati interpretati. In un tempo non definibile sulla base dei dati cronologici disponibili, il taglio dell'attuale canale che congiunge i meandri 1 e 3 ha causato la disattivazione del meandro 2 e del chute. Al momento attuale non è possibile ipotizzare se il taglio di questo canale possa essere attribuibile ad attività antropica o a cause naturali (i.e. sviluppo di un ulteriore canale di chute e relativa evoluzione in canale principale).

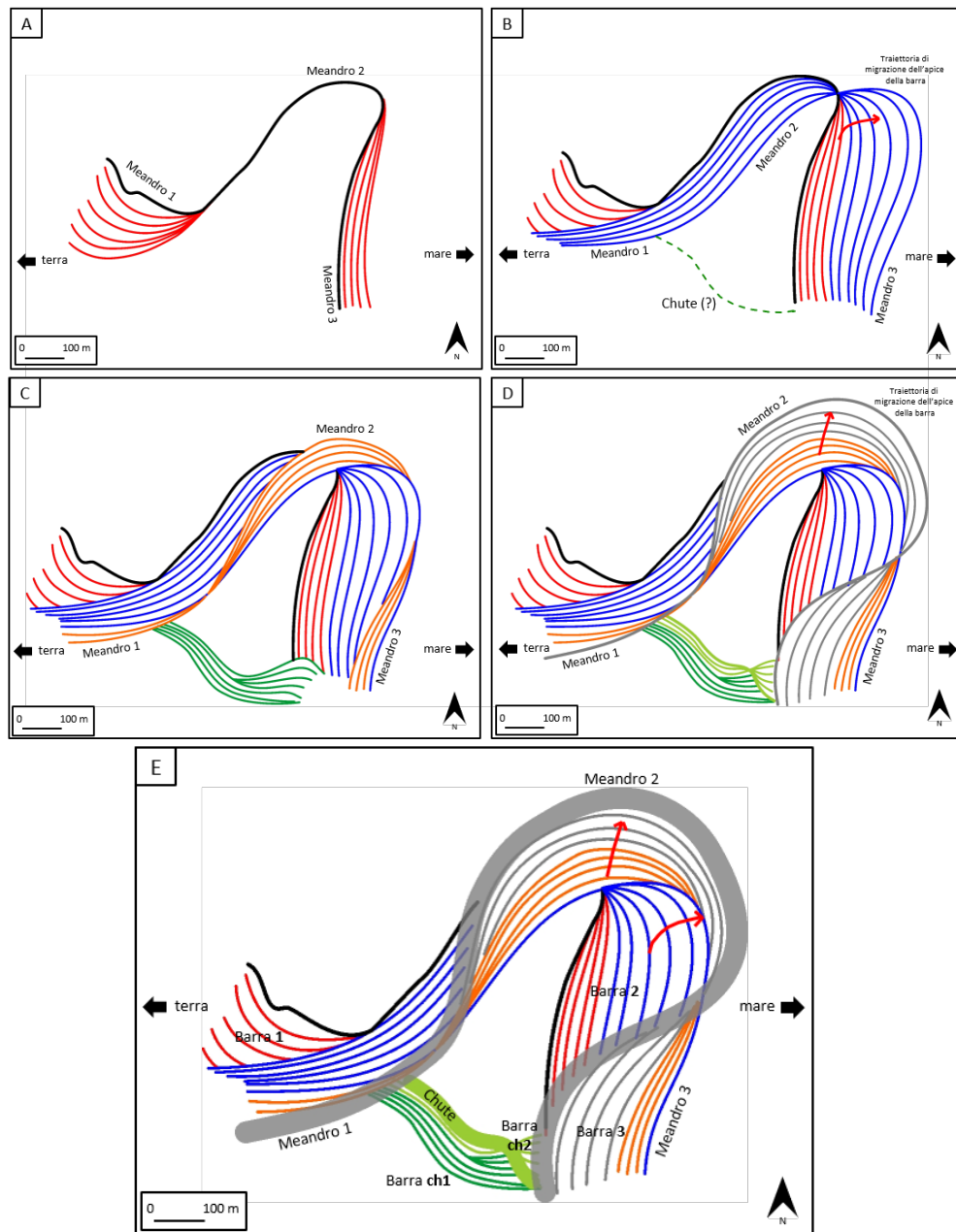


Fig. 35. Ricostruzione evolutiva dell'area. In ogni fase (A-B-C-D), le linee colorate rappresentano la posizione media del corpo canalizzato in questione; (E) conformazione finale dell'area di studio.

4.2 Implicazioni per l'evoluzione deposizionale di meandri tidali

Ulteriori osservazioni possono essere effettuate riguardo possibili implicazioni che la ricostruzione effettuata può avere nell'ambito dell'evoluzione dei meandri tidali, soprattutto in relazione ad una comparazione con i modelli

sviluppati per i meandri fluviali. In particolare è possibile focalizzare l'attenzione su: i) configurazione del canale tidale antecedente l'inizio della fase di accumulo dei corpi di barra; ii) variazioni di spessore del corpo di barra; iii) variazioni nelle dinamiche di migrazione delle diverse barre; iv) rapporto tra aggradazione ed accrezione laterale nei corpi di barra del canale di chute.

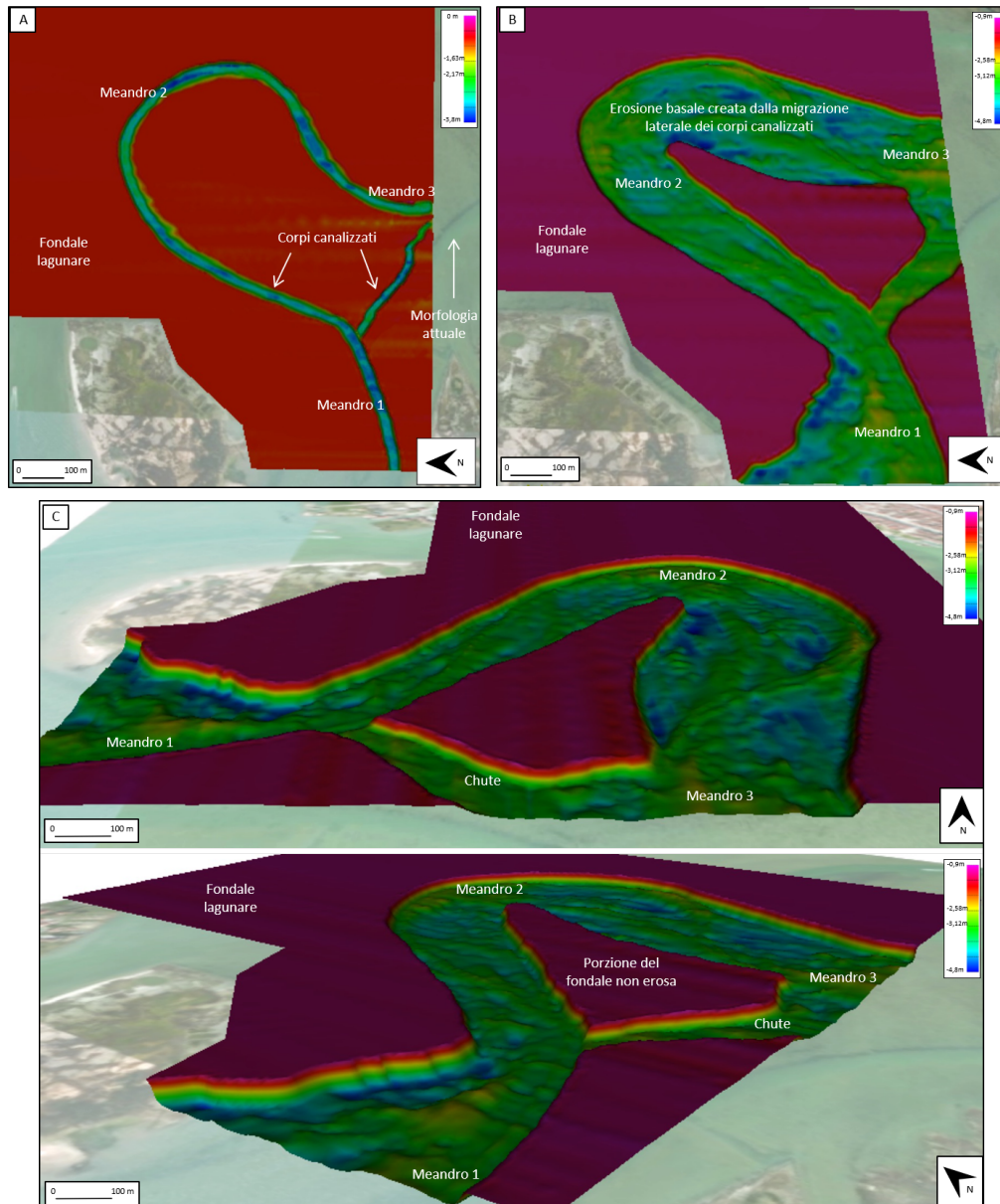


Fig. 36. (A) Ricostruzione della morfologia e delle elevazioni del fondale lagunare al momento dell'ultimo stadio evolutivo dei due sistemi canalizzati; (B) ricostruzione del fondale lagunare al momento dell'attività dei due sistemi canalizzati, con la morfologia erosiva basale creata dai corpi di barra e di canale; (C) due viste di questa superficie basale da prospettive diverse, per meglio comprenderne le morfologie.

4.2.1 Configurazione del canale tidale antecedente l'inizio della fase di accumulo dei corpi di barra

Queste osservazioni focalizzano principalmente sulle geometrie del meandro 2. L'andamento iniziale del canale durante lo stadio 1 si discosta infatti dai comuni modelli deposizionali, sia tidali che fluviali. Tali modelli, infatti, prevedono lo sviluppo di meandri a partire da canali relativamente sinuosi che man mano si accrescono lateralmente fino alle finali conformazioni (Brice, 1974; Nanson & Page, 1983; Wu et al., 2015; Ghinassi et al., 2014). Il caso in oggetto presenta invece un originario profilo costituito da una stretta curva iniziale (linea nera, Fig. 35A) che nel tempo diventa più ampia accumulando depositi di barra.

È possibile ipotizzare qui come una tale configurazione possa essere raggiunta attraverso una serie di progressive catture di rami di canali appartenenti a complessi reticoli tidali adiacenti (Fig. 37). Tali estremità possono infatti connettersi originando tratti di nuovi canali con curvature dei meandri comunemente angolari. La progressiva riorganizzazione del reticolo causa infine il passaggio del flusso principale attraverso il nuovo tratto con un aumento delle portate e l'inizio di una vera e propria fase di accrezione dei corpi di barra associati. Questa ipotesi è stata supportata anche dalla mancanza di indicatori contrari, quali la presenza di altri pacchetti di riflettori inclinati indicanti una precedente accrezione del sistema. Perciò, secondo questo modello, la sinuosità iniziale del sistema dipende strettamente dall'orientazione delle due porzioni canalizzate che si congiungono e non è dovuta a precedenti fenomeni di migrazione laterale (Fig. 37).

4.2.2 Variazioni di spessore del corpo di barra

Questo specifico aspetto è stato analizzato per tutti e tre i corpi di point bar indagati, sebbene solo i depositi di barra prodotti dal meandro 2 permettano una visione d'insieme dell'intero corpo di barra (Fig. 38A). Nello specifico sono state osservate le morfologie prodotte sulla superficie basale del corpo di barra dalla progressiva migrazione laterale del canale. Tali morfologie sono

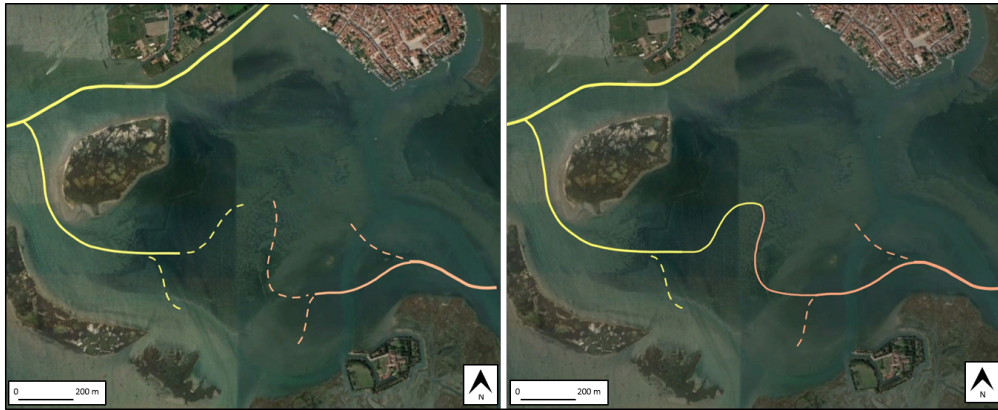


Fig. 37. Esempio ipotetico dei momenti prima e dopo la cattura dei rami di due canali tidali distinti, nell'area di studio.

espresse sia in termini di presenza di aree più depresse o più rilevate (i.e. colori giallo/verde o blu in Fig. 38B), che in relazione alla distribuzione spaziale di strutture associate a depressioni allungate secondo l'asse del paleocanale (Fig. 24A, 38B). Queste ultime definiscono sulla superficie basale del corpo di barra una serie di diversi stadi di accrezione laterale, e possono essere considerati l'analoga espressione delle forme di scroll sul tetto della barra (Ghinassi et al., 2016), sebbene nel caso analizzato le strutture siano chiaramente associate a processi di natura erosiva (i.e. incisione del canale) e non deposizionale.

Alla base del corpo di point bar sviluppato dal meandro 2 sono osservabili due principali depressioni. La prima (p1), più marcata, è collocata sul lato mare del meandro, mentre la seconda (p2), meno espressa, è collocata sul lato terra. Queste due superfici sono separate da un relativo alto collocato nella zona apicale del meandro. Questa configurazione è attribuita allo sviluppo di due principali zone d'erosione (e.g. *pools*) lungo il lato esterno del meandro, che vengono indotte dall'alternanza di correnti di flusso e correnti di riflusso. In accordo, il relativo alto topografico che le separa indica un settore schermato dall'azione erosiva delle correnti secondarie di flusso e riflusso (Leopold et al., 1960; Dietrich et al., 1979; Ghinassi et al., 2016). La presenza di strutture erosive di forma allungata che marciano i diversi stadi di accrezione della barra sono, invece, da correlare a processi di migrazione laterale ed al progressivo spostamento verticale (verso l'alto o verso il basso) del canale. In tale contesto

risulta interessante notare come la fase finale (i.e. prima del finale cut-off) di accrezione della barra sia accompagnata da un generica risalita del canale associato. Questo innalzamento della superficie basale del canale è interpretato come indotto da una relativa diminuzione di portata dello stesso, che comporta un decremento della sua capacità erosiva (Rieu et al., 2005; Ghinassi et al., 2016). Modifiche di questo tipo possono essere indotte da cambiamenti morfodinamici avvenuti nell'area intorno, in grado di influenzare il sistema canalizzato, il quale a sua volta si ri-equilibra rapidamente alle nuove condizioni (Ghinassi et al., 2017; Ghinassi et al., In Press).

La progressiva risalita del canale durante le ultime fasi di migrazione risulta anche evidente nella superficie basale delle point bar associate ai meandri 1 e 3 (Fig. 38A), suggerendo che una generica diminuzione di portata, e relativa capacità erosiva, abbia interessato tutto il canale allo stesso tempo.

4.2.3 Variazioni nelle dinamiche di migrazione delle diverse barre

Nei sistemi fluviali e tidali, la morfologia finale dei depositi delle point bars deriva dall'interazione di più componenti di accrezione laterale, attivatesi in fasi diverse dell'evoluzione morfodinamica dell'area (Ghinassi et al., 2014; Ghinassi et al., 2017). Questo fatto è stato riconosciuto anche in questo studio. Infatti, tutte le point bar analizzate si accrescono più o meno contemporaneamente tra loro, variando, però, le direzioni di crescita durante la generale accrezione. Tale fatto è legato non solo all'attivazione di fasi espansionali (*sensu* Jackson, 1976) e di migrazione downstream (*sensu* Ghinassi et al., 2016) in diversi momenti di crescita delle singole barre, bensì alle caratteristiche di erodibilità e coesione dei depositi di overbank (Ghinassi et al., 2013, Ghinassi et al., 2014; Ghinassi et al., 2016). Sebbene queste variazioni avvengano anche nel caso della barra associata al meandro 2, tali cambiamenti non sono registrati da significative variazioni dell'assetto strutturale interno alla barra (i.e. cambi di angolo degli strati). Al contrario, nel caso delle barre associate ai meandri 1 e 3, tali cambiamenti nell'assetto degli strati (Fig. 15F, 23, 25) sono chiaramente osservabili sebbene le barre di

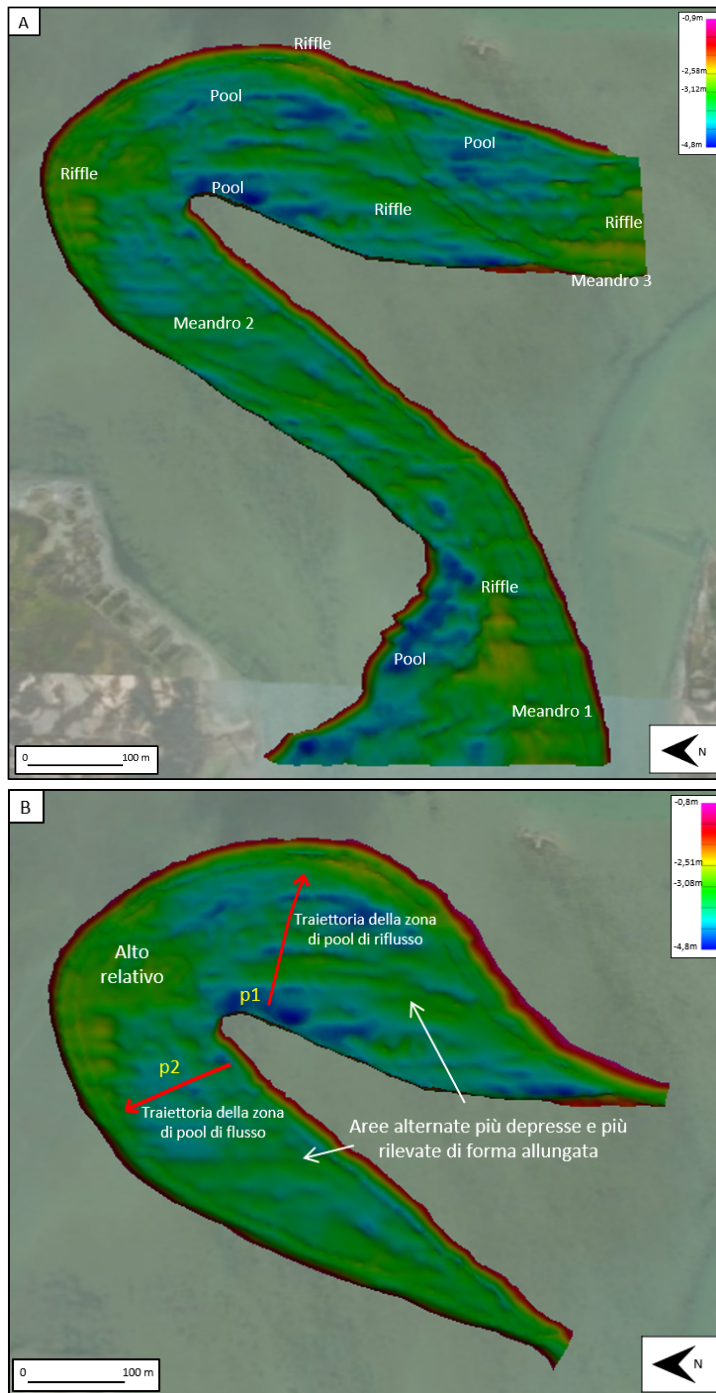


Fig. 38 (A) Superficie erosiva basale creata dal sistema del canale principale e le 3 point bars. In evidenza, le principali zone di pool e riffle riconosciute; (B) superficie basale della point bar 2 e del meandro che l'ha originata. In evidenza, le traiettorie in pianta delle zone di pool.

meandro siano visibili solo in parte. Comunemente nei sistemi fluviali, le immagini aeree e satellitari dei corpi di barra permettono di identificarne le diverse fasi di crescita, quanto più essi sono esposti in superficie e ben visibili

(Wu et al., 2015). Al tempo stesso però, nel caso di depositi di barra studiati e visibili solamente in affioramento, il riconoscimento delle variazioni d'inclinazione dei bedsets interni ai corpi sedimentari non è sempre così semplice, e nella maggior parte dei casi non si è in grado di distinguere quanti cambiamenti siano avvenuti tra le diverse fasi evolutive. Molti studi infatti si limitano al riconoscimento della direzione preferenziale di migrazione (Donselaar & Overeem, 2008; Ghinassi et al., 2014; Ielpi & Ghinassi, 2014; Ghinassi & Ielpi, 2015). Questa limitazione è legata alla difficoltà di distinguere le variazioni d'angolo in depositi con ridotti spessori verticali o esposti solamente orizzontalmente. I sondaggi geofisici di alta risoluzione, come nel caso di questo studio e dei lavori precedenti (Madricardo et al., 2007; Madricardo et al., 2012), sono invece in grado di rilevare le variazioni d'angolo, in quanto permettono un'analisi più dettagliata delle geometrie interne ai corpi.

Le variazioni della direzione di migrazione risultano pertanto identificate sia da cambiamenti nel pattern dei solchi di erosione della superficie basale della barra (vd. paragrafo precedente), sia da cambiamenti nell'assetto degli strati interni alla barra. Queste ultime variazioni possono generare sia diminuzioni che incrementi dell'apparente angolo di accrezione (Fig. 39), a seconda che le variazioni della direzione di accrezione portino gli strati ad immergere in direzione tendenzialmente ortogonale (i.e. diminuzione fino all'orizzontalità) o parallela (i.e. incremento fino all'angolo reale) alla sezione esaminata.

Poter identificare nella spazio le diverse fasi di crescita, legate alle diverse componenti espansionale, traslativa e rotazionale, è di fondamentale importanza anche per le applicazioni idrodinamiche dei sistemi canalizzati (Ielpi & Ghinassi, 2014). I depositi di barra sono infatti fondamentali nel determinare i percorsi idrici, e di altri fluidi presenti, nel sottosuolo: per questo sono oggi largamente studiati anche in campo petrolifero, in quanto alla loro potenzialità come reservoir (Carter, 2003; Pranter et al., 2007). I valori di permeabilità delle point bar influenzano infatti i parametri idrologici e

necessitano di studi approfonditi in caso di *Inclined Heterolithic Stratification* (IHS) (Thomas et al., 1987; Donselaar & Overeem, 2008).

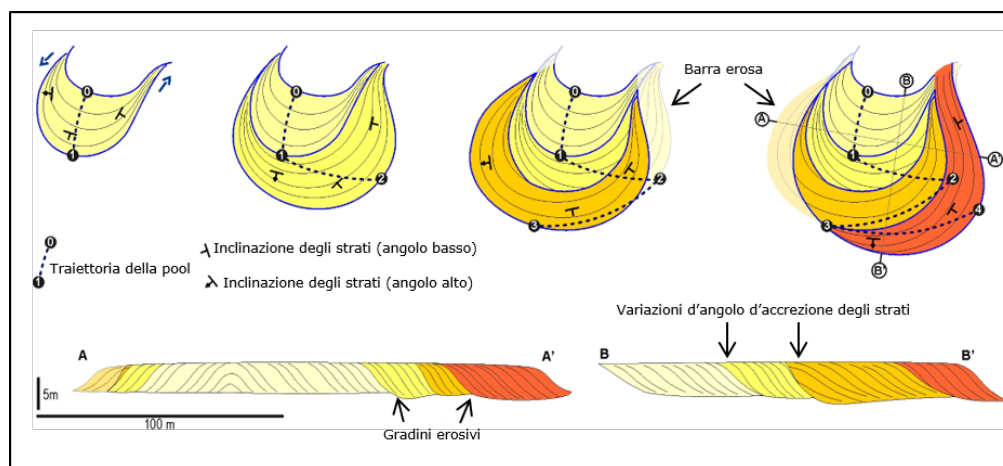


Fig. 39. Diagramma idealizzato delle relazioni tra evoluzione planare ed architettura interna di una point bar asimmetrica in espansione. Le sezioni A-A' e B-B' mostrano le architetture interne in sezioni rispettivamente trasversale e parallela all'asse del meandro (Ielpi & Ghinassi, 2014).

4.2.4 Rapporto tra aggradazione ed accrezione laterale nei corpi di barra del canale di chute

La peculiare evoluzione in pianta del canale di chute permette di analizzare gli effetti del rapporto tra aggradazione e migrazione laterale sulla deposizione di corpi di barra associati a canali tidali. Tali canali, se di ridotte dimensioni (i.e. paragonabili a quelle del chute in esame) sono comunemente associati a tassi di migrazione prossimi a pochi centimetri per anno (Finotello et al., 2018), e risultano peraltro fortemente influenzati da processi di accrezione verticale dell'ambiente di overbank circostante (Brivio et al., 2016).

In questo contesto, risulta particolarmente interessante la geometria dei depositi prodotti nella porzione orientale del chute. La barra ch1, originata in seguito alla migrazione laterale che ha interessato tutto il canale (terza fase evolutiva), mostra un generale approfondimento basale che ha interessato solamente l'area più orientale del sistema (Fig. 27B). In questo contesto, particolare attenzione è stata rivolta alle geometrie prodotte dalla migrazione verso sud del ramo orientale del canale di chute durante l'ultima delle quattro

fasi evolutive identificate. Tale processo di migrazione comporta l'accrezione laterale della barra ch2 collocata lungo il fianco settentrionale del canale. Lo spostamento verso sud del canale non è però associato alla completa erosione della barra ch1 collocata sul fianco meridionale del canale stesso, che appare parzialmente preservata al di sotto della nuova barra. Questo fatto è stato possibile grazie alla migrazione laterale del canale associata ad un progressivo spostamento verticale del thalweg, che ha permesso il mantenimento di una sezione idraulica costante, prevenendo la completa erosione dei depositi di barra da parte del canale (Fig. 18C, 30B). In questo modo, il thalweg del ramo orientale del chute si è riportato a profondità più superficiali, e perciò simili al restante ramo occidentale.

Questo processo risulta essere poco documentato in contesti fluviali (Willis & Tang, 2010) ed ancora di meno in quelli tidali, ed offre, pertanto, un significativo spunto per future ricerche. In generale, per ora si è potuto osservare che la velocità di aggradazione di un canale si riflette direttamente nella traiettoria del proprio thalweg: più questa è inclinata, maggiore sarà la velocità di aggradazione stessa (Ghinassi et al., 2014).

5. Conclusioni

Il presente studio si è focalizzato sull'architettura deposizionale di barre di paleomeandri tidali ubicati nella Laguna di Venezia. Le principali conclusioni emerse dal presente studio possono essere riassunte come segue:

- 1) Nel sottosuolo della palude di S. Caterina (area settentrionale della Laguna di Venezia) sono stati distinti depositi di canali sinuosi. Tra questi, il canale principale si estende per tutta l'area di studio e presenta una larghezza dell'alveo di circa 35 m. È caratterizzato inoltre da tre principali meandri (nominati qui 1, 2 e 3) e dai relativi depositi di barra, interpretati come point bars. L'asse della sequenza di curve di meandro individuate è orientato preferenzialmente WSW-ENE.
- 2) Uno dei meandri risulta completamente visibile, ed è caratterizzato dalla presenza di un canale di chute e dalle relative barre. Il canale di chute è situato nella porzione più meridionale dell'area di studio, e presenta una larghezza media di 20 m circa. Si estende in direzione WNW-ESE, a partire dalla zona di inflessione tra il primo e il secondo meandro.
- 3) L'integrazione dei dati sismici e dei dati di carota ha permesso di attribuire i canali sinuosi ad un ambiente tidale e di definirne l'evoluzione morfodinamica in quattro principali stadi, che nel complesso hanno portato al cut-off del meandro 2.
- 4) L'evoluzione dei meandri studiati non è caratterizzata da crescite progressive e simmetriche sui lati interni del meandro. La crescita piuttosto appare interessata da marcate e rapide variazioni associate a fasi di ri-orientazione delle principali direzioni di migrazione dei meandri stessi, ricostruite qui tramite lo studio degli spostamenti delle zone di pool e di riffle, e tramite la variazione delle direzioni di immersione degli strati. Il meandro 1 è stato caratterizzato inizialmente da un generale spostamento del canale e dei relativi depositi di barra in direzione SW, seguito poi da una crescita asimmetrica verso mare. Il meandro 2, invece, è stato interessato da un'iniziale accrezione del lato mare, seguita poi da una fase più espansionale simmetrica

che ha portato alla messa in posto dei depositi di barra sia verso mare che verso terra. Il meandro 3 è stato caratterizzato da una crescita molto simile a quella vista per il meandro 2.

5) La ricostruzione della configurazione iniziale del canale principale (i.e. prima dell'inizio del processo di migrazione) evidenzia un nuovo possibile meccanismo di genesi dei meandri tidali che prevede lo sviluppo di meandri sinuosi tramite progressive fasi di cattura tra porzioni terminali di canali minori fino a quel momento non collegati tra loro.

6) Lo studio di canali minori (canale di chute) ha permesso di definire i rapporti tra tasso di migrazione laterale ed accrezione verticale in queste tipologie di canali. Nello specifico, emerge che lo spostamento laterale dei canali può essere associato ad una marcata risalita del fondo del canale, che può favorire marcatamente la preservazione degli adiacenti corpi di barra.

Ringraziamenti

Per questo lavoro di tesi si ringraziano il Ministero delle Infrastrutture e dei Trasporti – Provveditorato Interregionale alle OO. PP del Veneto – Trentino Alto Adige – Friuli Venezia Giulia già Magistrato alle Acque di Venezia, ed il suo concessionario Consorzio Venezia Nuova per aver fornito i dati trattati.

Si ringrazia il servizio di supporto geologico della Midland Valley, per l'utilizzo del software Move.2014.

Si ringraziano la Dott.ssa S. Donnici e la Dott.ssa F. Madricardo dell'Istituto di Scienze Marine di Venezia, per la collaborazione e le gentili indicazioni sui materiali del progetto ECHOS.

Si ringraziano il Dott. A. Finotello e la Dott.ssa L. Tommasini per gli aggiustamenti del lavoro, ed il Prof. A. D'Alpaos per la collaborazione.

Un ringraziamento particolare va al Prof. M. Ghinassi per la disponibilità, le correzioni costruttive ed il sostegno.

Bibliografia

Alexander, J. (1992) Nature and origin of a laterally extensive alluvial sandstone body in the Middle Jurassic Scalby Formation. *Journal of the Geological Society*, 149, 431–441.

Allen, J. R. L. (1964) Studies in fluvial sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglowelsh Basin. *Sedimentology*, 3, 163–198.

Allen, J. R. L. (1965) A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5, 89–191.

Allen, J. R. L. (1970). Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining-upwards cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation. *Journal of Sedimentary Research*, 40, 298–323.

Allen, J. R. L. (1982) Sedimentary structures. In: Allen, J.R.L. (Ed.), *Developments in Sedimentology*, 2, 53–100.

Alqahtani, F. A., Johnson, H. D., Jackson, C. A. L. and Som, M. R. B. (2015) Nature, origin and evolution of a Late Pleistocene incised valley-fill, Sunda Shelf, Southeast Asia. *Sedimentology*, 62, 1198–1232.

Bagnold, R. A. (1960) Some aspects of the shape of river meanders. *United States Geological Survey Professional Paper*, 282-E, 135–144.

Bathurst, J. C., Thorne, C. R. and Hey, R. D. (1977) Direct measurements of secondary currents in river bends. *Nature*, 269, 504–506.

Bhattacharyya, P., Bhattacharya, J. P. and Khan, S. D. (2015) Paleo-channel reconstruction and grain size variability in fluvial deposits, Ferron Sandstone, Notom Delta, Hanksville, Utah. *Sedimentary Geology*, 325, 17–25.

Brice, J. C. (1974) Evolution of meander loops. *Geological Society of America Bulletin*, 85, 581–586.

Bridge, J. S. (1993) Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology*, 40, 801–810.

Brivio, L., Ghinassi, M., D'Alpaos, A., Finotello, A., Fontana, A., Roner, M. and 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, 141–155.

Bluck, B. J. (1971) Sedimentation in the meandering River Endrick. *Scottish Journal of Geology*, 7, 93–138.

Carbognin, L., Teatini, P. and Tosi, L. (2004) Eustacy and land subsidence in the Venice Lagoon at the beginning of the new millennium. *Journal of Marine Systems*, 51, 345–353.

Carter, D. C. (2003) 3-D seismic geomorphology: insights into fluvial reservoir deposition and performance, Widuri field, Java Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 87, 909–934.

Crerar, E. and Arnott, R. W. C. (2007) Facies distribution and stratigraphic architecture of the lower cretaceous McMurray formation, Lewis property, northeastern Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 55, 99–124.

D'Alpaos, A., Lanzoni, S., Marani, M., Fagherazzi, S. and Rinaldo, A. (2005) Tidal network ontogeny: channel initiation and early development. *Journal of Geophysical Research*, 110, F02001.

Daniel, J. F. (1971) Channel movement of meandering Indiana streams. *United States Geological Survey Professional Paper*, 732-A, 1-18.

Dietrich, W. E., Smith, J. D. and Dunne, T. (1979) Flow and sediment transport in a sand bedded meander. *Journal of Geology*, 87, 305–315.

Díaz-Molina, M. and Muñoz-García, M. B. (2010) Sedimentary facies and three-dimensional reconstructions of upper Oligocene meander belts from the Loranca Basin, Spain . AAPG Bulletin, 94, 2, 241–257

Díez-Canseco, D., Arz, J. A., Benito, M. I., Díaz-Molina, M. and Arenillas, I. (2014) Tidal influence in redbeds: a palaeoenvironmental and biochronostratigraphic reconstruction of the Lower Tremp Formation (South-central Pyrenees, Spain) around the Cretaceous/Paleogene boundary. *Sedimentary Geology*, 312, 31–49.

Donnici, S., Madricardo, F. and Serandrei-Barbero, R. (2017) Sedimentation rate and lateral migration of tidal channels in the Lagoon of Venice (Northern Italy). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* xxx, 1-13.

Donselaar, M. E. and Overeem, I. (2008) Connectivity of fluvial point-bar deposits: An example from the Miocene Huesca fluvial fan, Ebro Basin, Spain. *AAPG Bulletin*, 92, 9, 1109–1129.

Finotello, A., Lanzoni, S., Ghinassi, M., Marani, M., Rinaldo, A. and D’Alpaos, A. (2018) Field migration rates of tidal meanders recapitulate fluvial morphodynamics. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115, 7, 1463-1468.

Fontana, A., Mozzi, P. and Marchetti, M. (2014) Alluvial fans and megafans along the southern side of the Alps. *Sedimentary Geology*, 301, 150–171.

Fustic, M. (2007) Stratigraphic dip analysis a novel application for detailed geological modeling of point bars and predicting bitumen grade, McMurray Formation, Muskeg River Mine, Northeast Alberta. *Natural Resources Research*, 16, 31–43.

Fustic, M., Hubbard, S. M., Spencer, R., Smith, D. G., Leckie, D. A., Bennet, B. and Larter, S. (2012) Recognition of down-valley translation in tidally influenced meandering fluvial deposits, Athabasca Oil Sands (Cretaceous),

Alberta, Canada. *Marine and Petroleum Geology*, 29, 219–232.

Ghinassi, M., Billi, P., Libsekal, Y., Papini, M. and Rook, L. (2013) Inferring fluvial morphodynamics and overbank flow control from 3D outcrop sections of a Pleistocene point bar, Dandiero Basin, Eritrea. *Journal of Sedimentary Research*, 83, 1065–1083.

Ghinassi, M., Ielpi, A., Aldinucci, M. and Fustic, M. (2016) Downstream-migrating fluvial point bars in the rock record *Sedimentary Geology*, 334, 66–96.

Ghinassi, M. and Ielpi, A. (2015) Stratal architecture and morphodynamics of downstream-migrating fluvial point bars (Jurassic Scalby Formation, U.K.). *Journal of Sedimentary Research*, 85, 1123–1137.

Ghinassi, M., Nemeč, W., Aldinucci, M., Nehyba, S., Özaksoy, V. and Fidolini, F. (2014) Plan-form evolution of ancient meandering rivers reconstructed from longitudinal outcrop sections. *Sedimentology*, 12081, 1-26.

Ghinassi, M. (2010) Chute channels in the Holocene high-sinuosity river deposits of the Firenze plain, Tuscany, Italy. *Sedimentology*, 1365-3091.2010.01176, 1-25.

Ghinassi, M., D'Alpaos, A., Gasparotto, A., Carniello, L., Brivio, L., Finotello, A., Roner, M., Franceschinis, E., Realdon, N., Howes, N. and Cantelli, A. (2017) Morphodynamic evolution and stratal architecture of translating tidal point bars: Inferences from the northern Venice Lagoon (Italy). *Sedimentology*, 12425, 1-25.

Ghinassi, M., Brivio, L., D'Alpaos, A., Finotello, A., Carnielli, L., Marani, M. and Cantelli, A. (In Press) Morphodynamics of a tidal meander bend and related deposits: inferences from the Venice Lagoon (Italy). *Journal of Marine and Petroleum Geology*.

Hooke, R. (1975) Distribution of sediment transport and shear stress in a meander bend. *Journal of Geology*, 83, 543–565.

Hubbard, S. M., Smith, D. G., Nielsen, H., Leckie, D. A., Fustic, M., Spencer, R. J. and Bloom, L. (2011) Seismic geomorphology and sedimentology of a tidally influenced river deposit, Lower Cretaceous Athabasca oil sands, Alberta, Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 95, 1123–1145.

Hughes, Z.J. (2012) Tidal channels on tidal flats and marshes. In: Davis Jr., R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer, Netherlands, 269–300.

Ielpi, A. and Ghinassi, M. (2014) Planform architecture, stratigraphic signature and morphodynamics of an exhumed Jurassic meander plain (Scalby Formation, Yorkshire, UK). *Sedimentology*, 12122, 1-38.

Jackson, R.G., (1976) Depositional model of point bars in the lower Wabash River. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, 579–594.

Janocko, M., Nemeč, W., Henriksen, S. and Warchol, M. (2013) The diversity of deep-water sinuous channel belts and slope valley-fill complexes. *Marine and Petroleum Geology*, 41, 7-34.

Johnson, S. M. and Dashtgard, S. E. (2014) Inclined heterolithic stratification in a mixed tidal–fluvial channel: Differentiating tidal versus fluvial controls on sedimentation. *Sedimentary Geology*, 301, 41–53.

Leopold, L. B., Bagnold, R. A., Wolman, M. G. and Brush, L. M. (1960) Flow resistance in sinuous or irregular channels. *United States Geological Survey Professional Paper*, 282-D, 130–173.

Madricardo, F., Donnici, S., Lezziero, A., De Carli, F., Buogo, S., Calicchia, P. and Boccardi, E. (2007) Palaeoenvironment reconstruction in the Lagoon of

Venice through wide-area acoustic surveys and core sampling. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 75, 205-213.

Madricardo, F. and Donnici, S. (2014) Mapping past and recent landscape modifications in the Lagoon of Venice through geophysical surveys and historical maps. *Anthropocene*, 6, 86–96.

Madricardo, F., Tegowski, J. and Donnici, S. (2012) Automated detection of sedimentary features using wavelet analysis and neural networks on single beam echosounder data: A case study from the Venice Lagoon, Italy. *Continental Shelf Research*, 43, 43–54.

McClennen, C. E. and Housley, R. A. (2006) Late-Holocene Channel Meander Migration and Mudflat Accumulation Rates, Lagoon of Venice, Italy. *Journal of Coastal Research*, 22, 4, 930-945.

Nanson, G. C. (1980) Point bar and floodplain formation of the meandering Beatton River, northeastern British Columbia, Canada. *Sedimentology*, 27, 3–29.

Nanson, G. C. and Page, K. (1983) Lateral accretion of fine-grained concave benches associated with meandering rivers. In: Collinson, J.D., Lewin, J. (Eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 6, 133–143.

Nardin, T. R., Feldman, H. R. and Carter, B. J. (2013) Stratigraphic architecture of a large-scale point-bar complex in the McMurray Formation: Syncrude's Mildred Lake Mine, Alberta, Canada. In: Hein, F.J., Leckie, D., Larter, S., Suter, J.R. (Eds.), *Heavy-Oil and Oil-Sand Petroleum Systems in Alberta and Beyond*. American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology*, 64, 273–311.

Nicoll, T. J. and Hickin, E. J. (2010) Planform geometry and channel migration of confined meandering rivers on the Canadian prairies. *Geomorphology*, 116,

37–47.

Pranter, M. J., Ellison, A. I., Cole, R. D. and Patterson, P. E. (2007) Analysis and modeling of intermediate-scale reservoir heterogeneity based on a fluvial point-bar outcrop analog, Williams Fork Formation, Piceance Basin, Colorado. *AAPG Bulletin*, 91, 7, 1025–1051.

Reijnenstein, H. M., Posamentier, H. W. and Bhattacharya, J. P. (2011) Seismic geomorphology and high-resolution seismic stratigraphy of inner-shelf fluvial, estuarine, deltaic, and marine sequences, Gulf of Thailand. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 95, 1959–1990.

Rieu, R., Van Heteren, S., Van der Spek, A. J. F. and De Boer, P. L. (2005) Development and preservation of a mid-Holocene tidal-channel network offshore the western Netherlands. *Journal of Sedimentary Research*, 75, 409–419.

Rizzetto, F., Tosi, L., Zecchin, M., Brancolini, G., Baradello, L. and Tang, C. (2009) Ancient geomorphological features in shallows of the Venice Lagoon (Italy). *Journal of Coastal Research*, 56, 752 – 756.

Santos, A. E. d. A. and Rossetti, D. d. F. (2006) Depositional model of the Ipixuna formation (late Cretaceous - early Tertiary), Rio Capim area, Northern Brazil Latin American. *Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 13, 101–117.

Seminara, G. (2006) Meanders. *Journal of Fluid Mechanics*.

Serandrei-Barbero, R., Albani, A., Donnici, S. and Rizzetto, F. (2006) Past and recent sedimentation rates in the Lagoon of Venice (Northern Italy). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 69, 255-269.

Smith, D. G., Hubbard, S. M., Lavigne, J., Leckie, D. A. and Fustic, M. (2011) Stratigraphy of counter-point-bar and eddy-accretion deposits in low-energy

meander belts of the Peace-Athabasca Delta, Northeast Alberta, Canada. In: Davidson, S.K., Leleu, S., North, C.P. (Eds.), *From River to Rock Record: The Preservation of Fluvial Sediments and Their Subsequent Interpretation*. SEPM Special Publication, 97, 143–152.

Thomas, R. G., Smith, D. G., Wood, J. M., Visser, J., Calverley-Range, E. A. and Koster, E. H. (1987) Inclined Heterolithic Stratification – Terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology*, 53, 123-179.

Tosi, L., Rizzetto, F., Zecchin, M., Brancolini, G. and Baradello, L. (2009) Morphostratigraphic framework of the Venice Lagoon (Italy) by very shallow water VHRS surveys: Evidence of radical changes triggered by human-induced river diversions. *Geophysical Research Letters*, 36, L09406, 1-5.

Umgiesser, G., Melaku Canu, D., Cucco, A. and Solidoro, C. (2004) A finite element model for the Venice Lagoon. Development, set up, calibration and validation. *Journal of Marine Systems*, 51, 123-145.

Visher, G. S. (1964) Fluvial processes as interpreted from ancient and recent fluvial deposits. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 48, 550.

Visher, G. S. (1972) Physical characteristics of fluvial deposits. In: Rigby, J.K., Hamblin, W.K. (Eds.), *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. SEPM Special Publication, 16, 84–97.

Willis, B. J. (1989) Paleochannel reconstructions from point bar deposits: a three-dimensional perspective. *Sedimentology*, 36, 757–766.

Willis, J.B., Tang, H., (2010) Three-dimensional connectivity of point-bar deposits. *Journal of Sedimentary Research*, 80, 440–454.

Wu, C., Bhattacharya, J. P. and Ullah, M. S. (2015) Paleohydrology and 3D

facies architecture of ancient point bars, Ferron Sandstone, Notom Delta, south-central Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 85, 399–418.

Zecchin, M., Baradello, L., Brancolini, G., Donda, F., Rizzetto, F. and Tosi, L. (2008) Sequence stratigraphy based on high-resolution seismic profiles in the late Pleistocene and Holocene deposits of the Venice area. *Marine Geology*, 253, 185–198.

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

Zecchin, M., Tosi, L., Caffau, M., Baradello, L., and Donnici, S. (2014) Sequence stratigraphic significance of tidal channel systems in a shallow lagoon (Venice, Italy). *The Holocene*, 1–13.